

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



**Análise Sensitiva do Atraso Troposférico em Interferometria
SAR: Aplicação ao Estudo da Deformação do Glaciar
Rochoso de Hurd, Antártida**

Mestrado em Engenharia Geográfica

Ana Rita Duarte Reis

Dissertação orientada por:

Prof. Dr. João Catalão Fernandes e Prof. Dr. Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira

2015

Esta tese foi apoiada pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) através da concessão da bolsa de investigação para licenciado no âmbito do projeto “PERMANTAR-3 (PTDC/AAG-GLO/3908/2012) – Permafrost e Alterações Climáticas na Península Antártica”. O trabalho de campo foi apoiado pelo Programa Polar Português, Comité Polar Espanhol e Instituto Antártico Búlgaro. As imagens TerraSAR-X foram obtidas no quadro do projecto LAN1276 da DLR.

Resumo

Os glaciares rochosos ativos são indicadores geomorfológicos da presença de permafrost. A técnica de Interferometria SAR, devido às suas características únicas, tem sido utilizada para medir a deformação da superfície em áreas remotas como a Antártida. No entanto, esta técnica é afetada por diversos fatores que influenciam grandemente a qualidade das suas medições, em particular, o atraso troposférico. Deste modo a chave para aumentar a precisão passa por encontrar soluções fiáveis para determinar o atraso troposférico de forma a permitir remover a sua contribuição dos interferogramas. Neste estudo foi comparada a performance de três diferentes fontes de dados atmosféricos para a mitigação do atraso troposférico nos interferogramas: estimativas obtidas a partir do modelo de reanálise ERA-Interim, de uma estação GPS da IGS e do sensor MODIS. Desta forma, resultaram quatro séries temporais de interferogramas, em cada passagem do satélite ascendente e descendente: interferogramas SAR originais e interferogramas aos quais foi removida a contribuição da atmosfera através de cada uma das abordagens. Posteriormente, com recurso à técnica dos *Persistent Scatterers* foi estimada a velocidade de deformação e deslocamentos ocorridos durante os três meses em estudo e comparados os resultados entre as diferentes abordagens testadas. Esta tese tem um foco em particular no glaciar rochoso de Hurd, localizado em Livingston Island Antártica, o qual tem sido anualmente monitorizado com recurso a DGPS. Isto permitiu comparar os deslocamentos obtidos com a técnica dos *Persistent Scatterers* com as observações DGPS, após serem projetadas na vista do satélite. Verificando-se a concordância nos deslocamentos estimados através das duas técnicas e que a deformação no glaciar rochoso de Hurd terá ocorrido durante um período mais alargado do que aquele que foi coberto pela série temporal de interferogramas.

Palavras-chave: Interferometria SAR, Atraso Troposférico, ERA-Interim, GPS, MODIS.

Abstract

Active rock glaciers are indicators of permafrost and rock glaciers deformation are related with global warming. Synthetic aperture radar interferometry (InSAR) technique has proven its capacity for measuring the surface deformation in remote areas such as the Antarctic. However, this technique is influenced by several factors that greatly affect the quality of the measurements, in particular, the atmospheric path delay. Consequently, there is a need to find reliable solutions to determine this atmospheric component in order to remove their contribution in the interferograms. In this study we compare the performance of three different atmospheric datasets for the mitigation of atmospheric effects, i. ERA-interim re-analysis model, ii. GPS and iii. the MODIS sensor. The atmospheric delay was removed from the interferograms resulting in four time series of interferograms, in each ascending and descending passes: original SAR interferograms, atmospheric effects removed using ERA-Interim model, atmospheric effects removed using GPS data and atmospheric effects removed using MODIS data. Finally, using the *Persistent Scatterers* technique the velocity and displacements was estimated for each dataset and further compared. We have focused our analysis on the Hurd's rock glacier in Livingston Island, Antarctica. The surface displacement of this rock glacier have been annually surveyed using GPS instruments, during the Antarctic campaigns. These observations, projected on the line of sight, were compared with the Persistent Scatterers results. The results shows a very good agreement between both techniques and reveals that the rock glacier deformation is occurring in a larger period than the interferograms time series.

Keywords: SAR Interferometry, Atmospheric Phase Delay, ERA-Interim, GPS, MODIS

Agradecimentos

Em primeiro lugar, não poderia deixar de agradecer ao meu orientador, Professor João Catalão, por todo o apoio prestado ao longo da realização deste trabalho, pelo conhecimento, rumo, disponibilidade e positivismo que sempre transmitiu.

Igualmente agradeço ao Professor Gonçalo Vieira pela transmissão dos seus preciosos conhecimentos, em particular sobre a área de estudo e esclarecimento de dúvidas, assim como todo o apoio prestado antes e durante a campanha Antártica.

Agradeço ao Programa Polar Português pela organização e por todas as questões logísticas relacionadas com a campanha. Um obrigado a todos os que de alguma forma contribuíram para o sucesso da campanha Antártica, só possível devido ao espírito de entreajuda entre as bases e às cooperações existentes entre os diversos Programas Polares.

Em particular agradeço ao Eng. Yordan Yordanov, chefe da Base Búlgara St. Kliment Ohridski, assim como a todo pessoal da base pelo acolhimento e por todo o apoio prestado durante e para a realização das diversas atividades de campo.

Um agradecimento igualmente ao Programa Polar Espanhol, nomeadamente à tripulação do navio oceanográfico Hespérides pelo nosso transporte até às Shetland do Sul. E ao chefe da Base Espanhola Juan Carlos I, Jordi Felipe Álvarez, e pessoal da base pela inesperada mas calorosa receção. Assim como por toda a ajuda prestada durante as atividades de campo.

Agradeço à UTM (Unidad de Tecnología Marina) e ao LAGC (Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía, Universidad de Cádiz) pela cedência dos dados do recetor GPS localizado na base Antártica Juan Carlos I.

Um obrigado aos meus colegas de curso por todo o apoio e motivação, assim como pela disponibilidade e companheirismo de todos ao longo de todo o Curso de Engenharia Geográfica.

Por fim um agradecimento especial aos meus pais, pois sem eles não teria sido possível chegar aqui, e à minha irmã pelos conselhos, pela ajuda e pelo rigor. Aos meus amigos que sempre acreditaram em mim um obrigado. Ao André por todas as horas, pela ajuda, pela compreensão, por tudo.

Acrónimos e Abreviaturas

BAE – **B**ase **A**ntártica **E**spañola

DGPS – **D**ifferential **G**lobal **P**ositioning **S**ystem

DInSAR - **D**ifferential **I**nterferometry of **S**ynthetic **A**perture **R**adar

DORIS – **D**elft **O**bject-oriented **R**adar **I**nterferometric **S**oftware

ECMWF – **E**uropean **C**entre for **M**edium-**R**ange **W**eather **F**orecasts

EOS – **E**arth **O**bservation **S**ystem

ESA – **E**uropean **S**pace **A**gency

FOV – **F**ield **O**f **V**iew

GAMIT – **G**PS **A**nalysis at **M**IT

GNSS – **G**lobal **N**avigation **S**atellite **S**ystem

GPS – **G**lobal **P**ositioning **S**ystem

HDF - **H**ierarchical **D**ata **F**ormat

IGS – **I**nternational **G**NSS **S**ervice

InSAR – **I**nterferometry **S**ynthetic **A**perture **R**adar

IWV – **I**ntegrated **W**ater **V**apor

LOS – **L**ine **O**f **S**ight

MARS – **M**eteorological **A**rchival and **R**etrieval **S**ystem

MDT – **M**odelo **D**igital do **T**erreno

MERIS – **M**edium **R**esolution **I**maging **S**pectrometer

MM5 – **P**SU/**N**CAR **M**esoscale **M**odel

MODIS – **M**oderate **R**esolution **I**maging **S**pectroradiometer

NASA – **N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration

NCAR – **N**ational **C**enter for **A**tmospheric **R**esearch

PS – **P**ersistent **S**catterers

PSC – **P**ersistent **S**catterers **C**andidates

PWV – **P**recipitable **W**ater **V**apor

QA – **Q**uality **A**ssurance

RADAR – **R**Adio **D**etecting **A**nd **R**anging

RMS – **R**oot **M**ean **S**quare

RTK – **R**eal **T**ime **K**inematic

SAR – **S**ynthetic **A**perture **R**adar

SDS – **S**cientific **D**ata **S**et

SLC – **S**ingle **L**ook **C**omplex

STAMPS – **S**tanford **M**ethod for **P**ersistent **S**catterers

TCWV – **T**otal **C**olumn **W**ater **V**apor

UTC – **U**niversal **T**ime **C**oordinated

WRF – **W**eather **R**esearch and **F**orecasting

ZHD – **Z**enith **H**ydrostatic **D**elay

ZTD – **Z**enith **T**otal **D**elay

ZWD – **Z**enith **W**et **D**elay

Conteúdo

Resumo.....	iii
Abstract	v
Agradecimentos.....	vii
Acrónimos e Abreviaturas.....	ix
Conteúdo	xi
Índice de Figuras	xiii
Índice de Tabelas.....	xix
Capítulo 1 Introdução.....	1
1.1. Enquadramento e objetivos do estudo.....	1
1.2. Localização e descrição da área de estudo	3
1.3. Estado atual do conhecimento.....	5
1.4. Estrutura da tese	9
Capítulo 2 Fundamentos teóricos.....	11
2.1. Radar de Abertura Sintética.....	11
2.2. Interferometria SAR.....	14
2.2.1. Interferometria SAR Diferencial	16
2.3. Limitações da Interferometria SAR	17
2.3.1. Efeitos atmosféricos nos interferogramas	18
2.4. Técnica dos <i>Persistent Scatterers</i>	20
Capítulo 3 Modelação do atraso troposférico a partir de dados do modelo ERA-Interim, GPS e do sensor MODIS.....	23
3.1. Modelação da componente húmida do atraso troposférico	23
3.2. Modelo ERA-Interim	25
3.2.1. Modelação do vapor de água.....	25
3.2.2. Processamento das estimativas de PWV do ERA-Interim	26
3.3. Observações atmosféricas GPS.....	27
3.3.1. Estação IGS	28
3.3.2. Cálculo do atraso troposférico zenital	30
3.4. MODIS.....	30
3.4.1. Modelação do vapor de água pelo sensor MODIS.....	31
3.4.2. Interpretação e análise da qualidade dos dados	33
3.4.3. Processamentos das estimativas de PWV do MODIS.....	36
3.5. Análise comparativa do atraso troposférico	39
Capítulo 4 Mitigação dos artefactos atmosféricos em InSAR e monitorização DGPS do glaciar rochoso de Hurd	47

4.1. Imagens SAR e interferogramas	47
4.2. Remoção dos artefactos atmosféricos aos interferogramas	49
4.3. Monitorização GPS do glaciar rochoso de Hurd.....	51
4.3.1. Procedimento de campo	51
4.3.2. Análise dos deslocamentos ocorridos entre 2011 e 2015	52
4.3.3. Projeção na vista do satélite	61
Capítulo 5 Análise e interpretação dos resultados.....	63
5.1. Resultados do PS-InSAR com e sem remoção dos efeitos atmosféricos	63
5.2. Análise dos deslocamentos ocorridos no glaciar rochoso de Hurd e sua distribuição espacial e temporal.....	82
5.3. Comparação entre os deslocamentos obtidos com as duas técnicas: PS-InSAR vs DGPS	91
Capítulo 6 Conclusões.....	99
6.1. Conclusões	99
6.2. Recomendações futuras.....	101
Referências bibliográficas	103
Anexo	111

Índice de Figuras

Figura 1 – Enquadramento geográfico das ilhas Shetland do Sul. Representação de apenas algumas ilhas na figura de pormenor. Os valores indicam a cota máxima em cada ilha. Adaptado de Canãdas, [2003].	4
Figura 2 – Pormenor da área de estudo, península de Hurd. Chamada de atenção para a localização do glaciar rochoso de Hurd. Adaptado de Antarctic Place-names Commission, http://apcbg.org/ .	4
Figura 3 – Vista do topo do glaciar rochoso. Fotografia de M. A. Pablo da campanha Antártida 2014/2015, disponível em http://antartidauah.blogspot.pt/ .	5
Figura 4 – Esquema representativo da simulação de uma antena de comprimento sintético L. Adaptado de Mateus [2013].	12
Figura 5 – Geometria de aquisição de uma imagem por um radar de abertura sintética. Adaptado de Mateus [2013].	13
Figura 6 – Geometria InSAR. Adaptado de Mateus [2013].	14
Figura 7 – Rácio $PW / ZWD=II$ como função da temperatura atmosférica média T_m . Adaptado de Bevis et al. [1994].	24
Figura 8 – Esquema de funcionamento do sistema de assimilação de dados utilizado pelo ERA-Interim. Os círculos representam as observações meteorológicas, as linhas de tendência a verde mostram os limites impostos pela estimativa a priori e as linhas de tendência a vermelho indicam os dados de análise após o ajustamento. Adaptado de Dee [2012].	26
Figura 9 – Localização da península de Hurd e da estação OHI3 da IGS em O'Higgins, na península Antártica (Mapa de base: ArcMap Online).	29
Figura 10 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim. Dados relativos às 06h.	40
Figura 11 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim. Dados relativos às 00h.	40
Figura 12 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas a partir da estação da IGS na península Antártica. Dados relativos às 09h.	41
Figura 13 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas a partir da estação da IGS na península Antártica. Dados relativos às 23h.	41

Figura 14 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas dadas pelo sensor MODIS.....	42
Figura 15 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas dadas pelo sensor MODIS após a calibração dos dados.	42
Figura 16 – Diferenças entre o atraso troposférico obtido através do recetor GPS de Hurd e do sensor MODIS, antes e depois da calibração.	43
Figura 17 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso estimado pelo modelo de reanálise ERA-Interim.....	44
Figura 18 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso obtido através da estação GPS da IGS em O’Higgings.....	45
Figura 19 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso estimado pelo sensor MODIS.	45
Figura 20 – Procedimentos gerais da mitigação do atraso troposférico em cada uma das abordagens.....	50
Figura 21 – Na figura a) é visível uma das estacas na frente do glaciar rochoso, enquanto na figura b) encontra-se a localização da base DGPS indicada pelo círculo e frente do glaciar rochoso.	52
Figura 22 – Localização e distribuição das estacas instaladas no glaciar rochoso de Hurd.....	53
Figura 23 – Deslocamentos horizontais ocorridos no glaciar rochoso: a) entre 2014 e 2015; b) entre 2013 e 2014; c) entre 2012 e 2013; d) entre 2011 e 2012. As setas indicam o movimento e a orientação desse movimento incluindo apenas as componentes x e y.	55
Figura 24 – Sobreposição das setas, de forma a facilitar a comparação entre o movimento horizontal e orientação do mesmo ao longo dos anos em estudo.....	56
Figura 25 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.	58
Figura 26 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.	58
Figura 27 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.	58
Figura 28 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.	59
Figura 29 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.	59
Figura 30 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.	59
Figura 31 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 31, no topo do glaciar rochoso.	60

Figura 32 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 31, no topo do glaciar rochoso.	60
Figura 33 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 31, no topo do glaciar rochoso.	60
Figura 34 – Representação dos traços ascendente e descendente do satélite. Adaptado de Duro [2013].	64
Figura 35 – Resultados do PS-InSAR para a península de Hurd, no traço ascendente: a) PS-InSAR clássico sem remoção extra dos efeitos atmosféricos; e com remoção dos efeitos atmosféricos: b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS.	65
Figura 36 – Resultados do PS-InSAR para a península de Hurd, no traço descendente: a) PS-InSAR clássico sem remoção extra dos efeitos atmosféricos; e com remoção dos efeitos atmosféricos: b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS.	66
Figura 37 – Pormenor da densidade de PS e zonas de sombra: a) no traço ascendente; b) no traço descendente.	68
Figura 38 – Pormenor das disparidades existentes no sinal da deformação no pico Moores (assinalado com o círculo a preto) e junto ao pico Mackay (assinalado com um círculo a vermelho) entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem GPS. Traço ascendente. .	69
Figura 39 – Pormenor do pico e encosta Moores entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço ascendente.	70
Figura 40 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no pico Moores, para cada uma das abordagens (traço ascendente).	72
Figura 41 – Pormenor do local pico Moores entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; e b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço descendente.	74
Figura 42 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no pico Moores para cada uma das abordagens (traço descendente).	75
Figura 43 – Vista sobre o pico Mackay e área circundante. Fotografia retirada em janeiro de 2015 do glaciar rochoso de Hurd.	76
Figura 44 – Pormenor das diferenças existentes na magnitude da deformação junto ao pico Mackay entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço ascendente.	77
Figura 45 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido junto ao pico Mackay para cada uma das abordagens (traço ascendente).	78
Figura 46 – Pormenor das diferenças existentes na magnitude da deformação junto ao pico Mackay entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS e d) abordagem MODIS. Traço descendente.	79
Figura 47 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido junto ao pico Mackay para cada uma das abordagens (traço descendente).	80

Figura 48 – Atraso troposférico obtido com dados do modelo ERA-Interim para cada dia dos interferogramas.	81
Figura 49 – Atraso troposférico obtido com dados da estação GPS da IGS para cada dia dos interferogramas.	82
Figura 50 – Atraso troposférico obtido com dados do sensor MODIS para cada dia dos interferogramas.	82
Figura 51 – Abordagem: a) PS-InSAR clássica, sem prévia remoção dos artefactos atmosféricos; b) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do modelo ERA-Interim; c) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de uma estação da IGS; d) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do sensor MODIS. Pormenor do glaciar rochoso de Hurd, traço ascendente.	83
Figura 52 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido na frente do glaciar rochoso, traço ascendente.	85
Figura 53 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no meio do glaciar rochoso, traço ascendente.	86
Figura 54 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no topo do glaciar rochoso, traço ascendente.	86
Figura 55 – Abordagem: a) PS-InSAR clássica, sem prévia remoção dos artefactos atmosféricos; b) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de modelo ERA-Interim; c) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de uma estação da IGS; d) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do sensor MODIS. Pormenor do glaciar rochoso de Hurd, traço descendente.	87
Figura 56 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido na frente do glaciar rochoso, traço descendente.	89
Figura 57 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no meio do glaciar rochoso, traço descendente.	89
Figura 58 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no topo do glaciar rochoso, traço descendente.	90
Figura 59 – Temperatura da rocha em profundidade, perfuração a 90 cm e 230 cm de profundidade, no Alto do Papagal junto à área das bases.	91
Figura 60 – Deslocamento estimado a partir de observações DGPS projetadas na vista do satélite para o traço ascendente (deslocamento por ano).	93
Figura 61 – Deslocamento estimado a partir do método dos Persistent Scatterers para o traço ascendente (deslocamento em 3 meses).	93
Figura 62 – Deslocamento estimada a partir de observações DGPS projetadas na vista do satélite para o traço descendente (deslocamento por ano).	94

Figura 63 – Deslocamento estimado a partir do método dos Persistent Scatterers para o traço descendente (deslocamento em 3 meses).	95
Figura 64 – Comparação entre observações DGPS no terreno projetadas na vista do satélite e resultados da técnica dos PS-InSAR para o traço ascendente, para o ponto 5 localizado na frente do glaciar rochoso.	96
Figura 65 – Comparação entre observações DGPS no terreno projetadas na vista do satélite e resultados da técnica dos PS-InSAR para o traço descendente, para o ponto 18 localizado a meio do glaciar rochoso.	96
Figura 66 – Temperatura média da rocha em profundidade, a partir de uma perfuração junto às bases Búlgara e Espanhola, a cerca de 5 km do glaciar rochoso de Hurd.....	97

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Comparação entre a hora de aquisição das imagens SAR e a hora dos dados de análise do modelo ERA-Interim. Hora UTC.....	27
Tabela 2 – Canais de absorção (2 e 5) e canais de não absorção (17, 18 e 19) pelo vapor de água.	32
Tabela 3 – Interpretação da máscara de nuvens e informação fornecida para cada bit ou conjunto de bits. Adaptado de Ackerman, [2010].	34
Tabela 4 – Interpretação da máscara Quality Assurance, informação fornecida para cada bit ou conjunto de bits. Adaptado de Ackerman, [2010].	35
Tabela 5 – Comparação entre a hora de aquisição das imagens SAR, nas respectivas passagens descendente e ascendente, e as horas de aquisição de cada imagem MODIS escolhida. Todas as horas apresentam-se em UTC	37
Tabela 6 – Análise estatística das diferenças entre o atraso troposférico obtido através do recetor GPS de Hurd e dos restantes métodos e para diferentes horas.....	44
Tabela 7 – Indicação da data de aquisição, linha de base perpendicular e temporal das imagens da passagem descendente.	48
Tabela 8 – Indicação da data de aquisição, linha de base perpendicular e temporal das imagens da passagem ascendente.	48
Tabela 9 – Comparação de características entre as três fontes de dados utilizadas.....	50
Tabela 10 – Número de PS detetados pelo STAMPS em cada uma das abordagens e passagens.	67
Tabela 11 – Estatística do deslocamento estimado em Pico Moores, traço ascendente.	71
Tabela 12 – Estatística da deformação estimada em Pico Moores, traço descendente.	74
Tabela 13 – Estatística da deformação estimada junto a Mackay, traço ascendente	78
Tabela 14 – Estatística da deformação estimada junto ao pico Mackay, traço descendente	80
Tabela 15 – Análise estatística do deslocamento estimado por cada uma das abordagens. Traço ascendente.	84
Tabela 16 – Análise estatística do deslocamento estimado por cada uma das abordagens. Traço descendente.	88

Capítulo 1

Introdução

1.1. Enquadramento e objetivos do estudo

O *permafrost* é considerado como uma das variáveis fundamentais no estudo das alterações climáticas. Nos últimos anos têm vindo a ser desenvolvidos vários estudos com o intuito de conhecer e aprofundar os conhecimentos sobre o comportamento do *permafrost*, assim como as implicações do seu aquecimento e consequente diminuição para o Planeta Terra [Vieira et al., 2007 e Rachold et al., 2011]. O conceito de *permafrost* refere-se a solo ou rocha que permanece a uma temperatura inferior a 0°C durante pelo menos dois anos consecutivos. A camada de solo entre o *permafrost* e a superfície terrestre é denominada camada ativa e é esta camada que congela e funde sazonalmente [Nieuwendam, 2009]. Na Antártida, o *permafrost* ocupa grande parte das áreas não glaciadas, em particular, os glaciares rochosos são indicadores da presença de *permafrost*, e permitem reunir informações relevantes para a reconstituição do paleoclima [Serrano e López-Martínez, 2000 e Liu et al., 2013]. A deformação dos glaciares rochosos está relacionada com fatores locais, como a espessura dos detritos, tipo de *permafrost*, a litologia, o relevo topográfico, a radiação solar, temperatura do solo e com condições climáticas regionais. Deste modo as deformações podem estar relacionadas com mudanças nas condições regionais ou locais [Kaab, 2008], e o estudo da deformação dos glaciares rochosos pode assim fornecer informações relevantes no estudo da criosfera e em particular do *permafrost*. Neste sentido, desde 2011 tem sido

realizada anualmente a monitorização do glaciário rochoso de Hurd, localizado na ilha de Livingston (nas ilhas Shetlands do Sul, Antártida marítima). As medições têm sido efetuadas com DGPS (*Differential Global Positioning System*) em modo RTK (*Real Time Kinematics*) durante as campanhas Antárticas. Contudo, apesar da elevada precisão da técnica, a sua resolução temporal é reduzida limitando-se a uma medição por ano. Esta limitação decorre da dificuldade na realização das campanhas GPS, que resultam da logística da própria campanha antártica, das dificuldades devidas às condições climáticas muitas vezes extremas, até às próprias limitações no transporte e restrições impostas pelo Tratado para a Antártida, tornando a realização de campanhas de campo complexas.

Nas últimas três décadas têm sido utilizados métodos de deteção remota para medir a deformação na superfície de glaciares rochosos [Kaab, 2008]. Num local remoto, como a Antártida, as técnicas de deteção remota RADAR são uma ferramenta poderosa e extremamente útil que ajudam a colmatar algumas dificuldades no trabalho de campo [Liu et al., 2013]. Devido às suas características únicas, permitem observar e analisar fenómenos que ocorrem à superfície terrestre em grande escala, sem implicar a deslocação ao local e permitindo obter uma cobertura da Terra praticamente sob quaisquer condições climáticas. Em particular, com a técnica de Radar Interferométrico de Abertura Sintética (InSAR), é possível monitorizar vários fenómenos que ocorrem à superfície da Terra, mais concretamente, estimar a deformação da superfície do solo com precisão sub-centimétrica [Catita, 2009]. No entanto, esta técnica é influenciada por vários fatores, tais como, a baixa precisão dos Modelos Digitais do Terreno (MDT) utilizados no processamento, a reduzida janela temporal dos interferogramas bem como o atraso troposférico, que afetam grandemente a qualidade da medição e consequentemente podem limitar a sua aplicação [Delacourt et al., 1998]. Em particular, atraso troposférico é provocado por variações na refratividade atmosférica que reduz a velocidade de propagação do sinal eletromagnético, com consequente aumento da distância calculada que se sobrepõe ao sinal da deformação. A maior parte desta variação deve-se à variabilidade espacial e temporal da distribuição do vapor de água na troposfera, tornando-a de difícil modelação e, por isso, um dos grandes desafios e limitações desta técnica.

Na última década foram propostas diferentes abordagens para melhorar a qualidade das

medições InSAR. Uma delas foi a técnica dos *Persistent Scatterers* [Hooper et al., 2004] que se baseia na análise do comportamento estatístico da fase ao longo do tempo, definindo uma função densidade probabilidade para selecionar os pixels que são scatterers persistentes no tempo (PSs). Contudo, para que esta estimativa seja comprovadamente eficaz é relevante que exista uma série longa de interferogramas. Neste estudo em particular, é impraticável ter uma longa série de interferogramas, pois apenas durante os meses de verão austral as áreas não glaciadas se encontram livres de neve. Ou seja, de forma a minimizar problemas de perda de coerência devido à presença de neve apenas devem ser utilizadas imagens adquiridas durante o período de verão austral. Para além disso, alguns estudos concluíram que se o atraso troposférico for modelado e mitigado antes do processamento InSAR a estimativa do sinal da deformação é consideravelmente melhorada [Catalão et al., 2011]. Neste sentido, foram realizados vários estudos de forma a determinar previamente o atraso troposférico e a removê-lo aos interferogramas de forma a mitigar os efeitos atmosféricos dos interferogramas [Zebker et al., 1997, Li, 2005, e Mateus, 2013].

Desta forma o objetivo principal desta dissertação consiste no estudo dos efeitos da mitigação do atraso atmosférico na medição da deformação com interferometria SAR. Para o efeito foi estudado o efeito do atraso atmosférico calculado com três modelos atmosféricos diferentes: o modelo de reanálise ERA-Interim, de dados GPS e do sensor MODIS. Neste sentido, antes do processamento PS-InSAR foi acrescentado um passo adicional de estimação e remoção do atraso atmosférico aos interferogramas. Com a deformação do terreno obtida a partir das várias abordagens é apresentada uma análise sensitiva do impacto produzido, com um particular ênfase no estudo da deformação do glacial rochoso de Hurd.

1.2. Localização e descrição da área de estudo

Este estudo foi realizado na ilha de Livingston, nas ilhas Shetland do Sul, Antártida, mais concretamente na península de Hurd. O arquipélago das Shetland do Sul encontra-se localizado na Antártida marítima, a cerca de 1000 km da América do Sul e a 100 km da península Antártica, entre o Estreito de Bransfield e o Estreito de Drake Figura 1. A ilha de Livingston encontra-se localizada entre as coordenadas 62° 27' a 62° 48' S e 59°

A península de Hurd, representada em pormenor na Figura 2, local de foco desta tese, localiza-se entre South Bay e False Bay, com uma orientação NW-SW [López-Martínez et al., 1992]. Este estudo teve como principal foco o glaciário rochoso de Hurd, a sudoeste da península de Hurd. Os glaciares rochosos resultam de acumulações de detritos rochosos com gelo intersticial ou com núcleos de gelo e são indicadores da presença de *permafrost* [Serrano e López-Martínez, 2000]. Tipicamente a cobertura superficial é composta por uma mistura de detritos rochosos não consolidados e gelo, superfície é irregular e apresenta sulcos bem definidos [Liu et al., 2013]. O corpo do glaciário rochoso de Hurd tem 630 m de comprimento e 290 m de largura e a sua frente tem cerca de 15 a 20 m de altura, com uma inclinação de 45°. Apresenta uma superfície irregular com sulcos demarcados, principalmente no setor inferior do glaciário rochoso, bem visível na Figura 3. Pode ser consultada uma descrição mais pormenorizada em Serrano e López-Martínez [2000].



Figura 3 – Vista do topo do glaciário rochoso. Fotografia de M. A. Pablo da campanha Antártida 2014/2015, disponível em <http://antartidauah.blogspot.pt/>.

1.3. Estado atual do conhecimento

Os efeitos da variabilidade espacial e temporal do vapor de água na qualidade das medições em interferometria SAR é uma questão que tem merecido a atenção de diversos autores, devido ao facto de ser um dos fatores que mais compromete a qualidade dos produtos gerados por esta técnica. Foram Massonnet et al. [1994] que

após se depararem com sinais na fase dos interferogramas que não correspondiam à deformação estudada e para os quais não existia uma explicação, especularam que pudessem ter sido provocados pela atmosfera. De imediato, começaram a surgir os primeiros trabalhos (Goldstein [1995], Tarayre e Massonnet [1996] e Zebker et al. [1997]), que relatavam os efeitos da variabilidade da quantidade de vapor de água na troposfera na interferometria SAR, bem como o facto de estes efeitos limitarem a precisão das aplicações, especialmente em regiões húmidas. Em particular, Zebker et al. [1997] concluíram que mudanças espaciais e temporais de cerca de 20% na humidade relativa podiam conduzir a erros até 10 cm em estudos da deformação e até 100 m na geração de mapas topográficos.

Com o problema identificado começaram a ser testadas várias metodologias com o intuito de estimar de forma precisa, o vapor de água no momento da aquisição das imagens SAR, de forma a mitigar esta contribuição nos interferogramas e, consequentemente, aumentar a precisão dos resultados. De referir que atualmente ainda é um assunto que suscita interesse por partes dos investigadores e é um problema que está longe de ter uma solução ideal ou amplamente aceite. Em 1997, começaram a surgir as primeiras alternativas ou correções com o objetivo de minimizar estes efeitos, dos quais destaco os trabalhos de Hanssen e Feijt [1997], Zebker et al. [1997] e Delacourt et al. [2008]. Hanssen e Feijt em 1997, sugeriram o uso de medições adicionais, como as observações GPS, as observações meteorológicas e as estimativas adquiridas por sensores a bordo de plataformas espaciais, como forma de estimar o vapor de água presente na troposfera.

Começaram por ser usados dados provenientes de estações meteorológicas com os quais se determina o atraso troposférico com recurso à fórmula de Saastamoinen [Saastamoinen et al.,1973]. No entanto, estes autores apresentaram como principal desvantagem o facto de os modelos atmosféricos serem muito genéricos para conseguirem traduzir estes efeitos. Mais tarde, Bonforte et al. [2001] demonstraram que existe uma concordância entre o atraso troposférico estimado a partir de observações GPS, o atraso modelado por modelos empíricos a partir do uso de observações de estações meteorológicas e os artefactos atmosféricos. Desta forma conseguiram confirmar que os parâmetros meteorológicos e observações GPS poderão ser utilizados para corrigir os interferogramas dos efeitos atmosféricos. Contudo, Li et al. [2004]

referem que uma das principais dificuldades na utilização de dados meteorológicos reside no facto de existir uma distribuição geralmente escassa de estações meteorológicas. Por outro lado, sobretudo com a elevada precisão com que é possível determinar o atraso troposférico com observações GPS [Bock e Williams, 1997] e à sua elevada resolução temporal, estes dados têm sido amplamente utilizados para a mitigação dos efeitos atmosféricos nos interferogramas. Apesar de a rede de estações GPS ser cada vez mais densa (sobretudo em áreas urbanas), uma das principais condicionantes na utilização de observações GPS, tal como indicaram Bock e Williams [1997], Williams et al. [1998] e Li et al. [2006], continua a ser a baixa densidade espacial. Mesmo assim, Onn [2006], conseguiu provar que é possível estimar mapas de atraso troposférico a partir de uma rede de recetores GPS esparsa, tendo conseguido reduzir as distorções causadas pela variabilidade do vapor de água nos interferogramas, em 46%. Contudo afirma que a exatidão é nitidamente afetada pela reduzida densidade da rede.

A utilização de parâmetros atmosféricos (*Precipitable Water Vapor* PWV) obtidos a partir de instrumentos a bordo de plataformas espaciais veio tentar colmatar a principal limitação do uso de observações GPS, na atenuação dos efeitos provocados pela variabilidade do vapor de água, devido principalmente à elevada resolução espacial apresentada por estes dados. Li [2005] concluiu que ao integrar observações GPS com estimativas do sensor MODIS (em infravermelho próximo) era possível reduzir significativamente os efeitos da variabilidade do vapor de água em InSAR. Cimini et al., em 2012, no seu estudo para a ESA, provaram que o radiómetro no canal do infravermelho próximo do sensor MERIS, a bordo do ENVISAT, provou ser a ferramenta mais precisa para mapear IWV com alta resolução (com um RMS de 0.08 cm). Por outro lado, o sensor MODIS mostrou desempenhos significativamente inferiores (RMS de 0.18 cm). Contudo vários autores [Li et al., 2004 e Li, 2005] referem que as maiores limitações destes métodos estão relacionadas com o facto de apenas funcionarem durante o dia, pois são sensores passivos, e por serem sensíveis à presença de nuvens, degradando consideravelmente as estimativas e resultando em píxeis que tem que ser removidos originando falhas. Apesar do sensor MERIS ter apresentado resultados mais satisfatórios quando comparado com o sensor MODIS, esses dados já não podem ser utilizados pois o sensor MERIS deixou de estar operacional em 2012.

Outros estudos têm recorrido ao uso de modelos numéricos de reanálise e previsão atmosférica, como o ERA-Interim e o MM5 e WRF, respetivamente, entre outros. Foster et al. [2006] ao utilizarem o modelo MM5 (*PSU/NCAR mesoscale model* modelo meteorológico de mesoescala produzido pelo NCAR) para estimar os mapas de atraso atmosférico, mostraram que nos melhores casos o modelo conseguiu estimar o atraso e reduzir até 60% os efeitos atmosféricos (em comprimentos de onda superiores a 30 km). Cimini et al. [2012] indicaram que as previsões numéricas MM5 apresentaram uma precisão semelhante à obtida com o sensor MODIS (de aproximadamente 0.16 cm). Mateus [2013] ao comparar o vapor de água obtido a partir do WRF (*Weather Research and Forecasting*) com o obtido pelo sensor MERIS concluiu que o WRF conseguiu simular a variabilidade espacial do vapor de água mesmo a grandes escalas. Revelando uma grande capacidade na mitigação dos artefactos atmosféricos e sendo capaz de apresentar resultados melhorados relativamente a outros modelos de previsão numérica da atmosfera.

Cimini et al. [2012], Walters et al. [2013] Jolivet et al. [2014] ao utilizarem dados meteorológicos do ERA-Interim conseguiram provar que a remoção do sinal atmosférico antes do desenrolamento da fase reduz o risco de originar erros neste procedimento, em particular em áreas de topografia acidentada, e que com esta correção as taxas de deformação são estimadas de forma mais robusta. Contudo, parece ainda não existir um consenso quanto à utilização de estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim. Jolivet et al. [2014] indicam que conseguiram obter uma boa concordância entre o atraso húmido obtido a partir de dados do ERA-Interim e do sensor MERIS. No entanto Walters et al. [2013] referem fortes discrepâncias entre as estimativas obtidas por estes dois métodos. Ainda assim, ambos concordam que o desempenho do ERA-Interim depende da turbulência da atmosfera e que a proximidade ao mar pode comprometer as suas estimativas, porque são zonas tipicamente com uma turbulência atmosférica mais forte.

A técnica dos *Persistent Scatterers*, proposta por Ferretti et al. [2001] apresenta uma solução para esta limitação em que na condição de existir uma série temporal superior a 20 imagens regularmente espaçadas no tempo os efeitos atmosféricos são removidos e a deformação do terreno é estimada. Contudo é necessário possuir determinadas condições para que a mesma possa ser aplicada com sucesso. Em resumo, existe um

consenso relativamente ao facto de que se o atraso troposférico for modelado e mitigado antes do processamento InSAR a estimativa do sinal da deformação é consideravelmente melhorada. Contudo a chave para o incremento da precisão destes produtos passa essencialmente por encontrar formas robustas de estimar o atraso troposférico [Jolivet et al., 2014]. Tal como reforçado por Walters et al. [2013] além de fortalecerem a importância destas correções, incentivam a torná-las como um passo integrante no processamento de dados em interferometria SAR. O método mais adequado deve ser sempre escolhido tendo em conta o número de imagens SAR adquiridas, o método utilizado para o processamento InSAR, as condições atmosféricas (por exemplo, condições de nuvem) e os dados externos disponíveis [Ding et al., 2008].

1.4. Estrutura da tese

Esta tese encontra-se dividida em seis capítulos: três dedicados à introdução, fundamentação teórica e conclusões, enquanto os outros três dizem respeito ao corpo do trabalho desenvolvido.

No primeiro capítulo é apresentado o contexto do estudo realizado e os objetivos e motivações do mesmo. É feito um enquadramento da localização da área de estudo, através de uma breve descrição da península de Hurd e da constituição geomorfológica e comportamento típicos dos glaciares rochosos. É apresentada uma revisão bibliográfica relativamente à problemática em estudo.

O segundo capítulo contém uma breve introdução teórica sobre a técnica InSAR e a sua variante D-InSAR, assim como as suas condicionantes, com particular destaque para a problemática dos efeitos atmosféricos. No final deste capítulo é apresentada, ainda, a técnica dos *Persistent Scatterers* de uma forma sintética.

O terceiro capítulo inicia-se com uma breve introdução teórica de termos e fórmulas, relacionadas diretamente com o atraso troposférico, de forma a facilitar a compreensão dos processos explicados de seguida. Este capítulo apresenta as três metodologias utilizadas na mitigação do atraso troposférico dos interferogramas. Com explicações relativamente em que consiste cada uma delas e também de alguns procedimentos

realizados até à obtenção do atraso troposférico. Para além disso, apresenta uma comparação estatística entre os valores de atraso troposférico obtidos através de cada uma das abordagens com o atraso troposférico determinado a partir dos dados de um recetor GPS localizado *in situ*.

O quarto capítulo encontra-se dividido em duas partes algo distintas. Primeiro, é apresentada a metodologia utilizada desde a elaboração dos interferogramas, passando pela remoção do atraso troposférico aos interferogramas e terminando no processamento PS-InSAR. Posteriormente, é feita uma apresentação da monitorização do glaciar rochoso de Hurd, com apresentação da metodologia aplicada e de alguns resultados.

O quinto capítulo expõe de forma sistemática, os resultados obtidos para cada uma das metodologias utilizadas e compara-os. São apresentadas os deslocamentos para vários locais e comparadas entre as várias metodologias. São mostrados os resultados conseguidos para o glaciar rochoso de Hurd e as comparações com as medições obtidas por DGPS no terreno após serem projetadas na vista do satélite.

O sexto e último capítulo cita as principais conclusões deste trabalho assim como algumas sugestões para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

2.1. Radar de Abertura Sintética

Radar, acrónimo de *R*Adio *D*etection *A*nd *R*anging, consiste num sistema que, a partir da emissão de pulsos curtos de radiação eletromagnética em intervalos regulares e receção dos respetivos ecos, permite determinar a distância existente entre a antena e os objetos à superfície da Terra. Esta distância é determinada com base no tempo decorrido entre a emissão do impulso e a receção do respetivo eco, sendo conhecida a velocidade de propagação da radiação eletromagnética, assim como a direção do sensor.

Os sistemas radar emitem na região do espectro eletromagnético correspondente às micro-ondas e são utilizados frequentemente em sistemas de observação da Terra, com aplicação na deteção de deformações no terreno [Benevides, 2009] e na criação de Modelos Digitais do Terreno (MDT) [Rebelo, 2007]. A operar com comprimentos de onda que podem variar de 1 cm a 1 m (frequências entre 0.3 e 30 GHz), estes sistemas possuem uma grande vantagem, face a outros sistemas a bordo de plataformas espaciais, devido ao facto de funcionarem em pleno sob diversas condições atmosféricas e de forma contínua, ou seja, dia e noite.

A resolução espacial em azimuth destes sistemas está condicionada ao comprimento da antena que emite a radiação eletromagnética, pois quanto maior for a antena maior será a resolução espacial em azimuth da imagem. Contudo, equipar um radar com uma

antena de quilómetros é inviável. De modo a colmatar as limitações desta técnica, em termos de resolução espacial, surgiu na década de 60 o Radar de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture Radar* - SAR). Este sistema consiste, essencialmente, no aproveitamento da velocidade relativa do sensor e na combinação da informação dos múltiplos ecos recebidos, de forma a simular uma antenna virtual de grandes dimensões (L), reduzindo a abertura do feixe do sensor e consequentemente uma resolução espacial em azimuth mais fina. Isto é concretizável devido às diferentes frequências resultantes da passagem do radar por cada objeto detetado e ao histórico das mudanças de fase associadas. A simulação de uma antenna sintética pode ser compreendida através da Figura 4. O radar, enquanto mantém o seu movimento, envia impulsos com uma determinada duração e em intervalos regulares, que são refletidos na superfície e recebidos de volta os respetivos ecos. Deste modo, os ecos refletidos no ponto A são registados durante o intervalo de tempo em que o feixe consegue observá-lo, ou seja, entre a distância que compreende os pontos 1 a 2 no terreno. Quando o feixe atinge o ponto 2 é determinado o comprimento da antenna sintetizada, que será muito maior do que o seu comprimento na realidade.

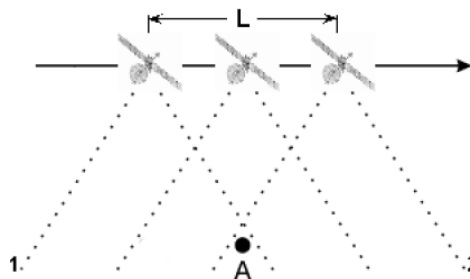


Figura 4 – Esquema representativo da simulação de uma antena de comprimento sintético L . Adaptado de Mateus [2013].

Como ilustrado na Figura 5, os sistemas SAR adquirem a informação lateralmente. O feixe é transmitido obliquamente na direção do solo, segundo um ângulo perpendicular à trajetória do satélite, de forma a não existir sobreposição de ecos de origens opostas. Cada impulso ilumina uma área no solo designada por pegada, limitada pelo alcance, perpendicular ao trajeto do satélite, e pelo azimuth na trajetória do satélite. Como consequência do movimento do sensor, é varrida uma faixa no solo paralela à direção de voo e limitada pelo alcance próximo (*Near Range* - NR) e pelo alcance afastado (*Far Range* - FR). Com a combinação dos ecos paralelos ao longo da trajetória do satélite é gerada uma matriz bidimensional, na qual as colunas representam o alcance (*across-*

$$g(x, y) = |g(x, y)|e^{i\phi(x, y)} \quad (2.2)$$

$$|g(x, y)| = \sqrt{u(x, y)^2 + v(x, y)^2} \quad (2.3)$$

$$\phi = \arctan \left(\frac{v(x, y)}{u(x, y)} \right), \text{ quando } u(x, y) \neq 0 \quad (2.4)$$

2.2. Interferometria SAR

A técnica de Interferometria SAR (InSAR) baseia-se na diferença de fase entre píxeis homólogos em duas imagens SAR, adquiridas em posições orbitais semelhantes, de forma a produzir uma terceira imagem, designada por interferograma. As duas imagens tanto podem ser obtidas por dois sistemas SAR distintos a operarem simultaneamente (*single-pass*), como pelo mesmo sistema SAR em duas passagens em épocas diferentes (*repeat-pass*). O instante ou as condições geométricas na aquisição da segunda imagem deverão ser sensivelmente diferentes, em relação à primeira imagem, de forma a produzir um padrão de interferências no interferograma, denominadas franjas interferométricas.

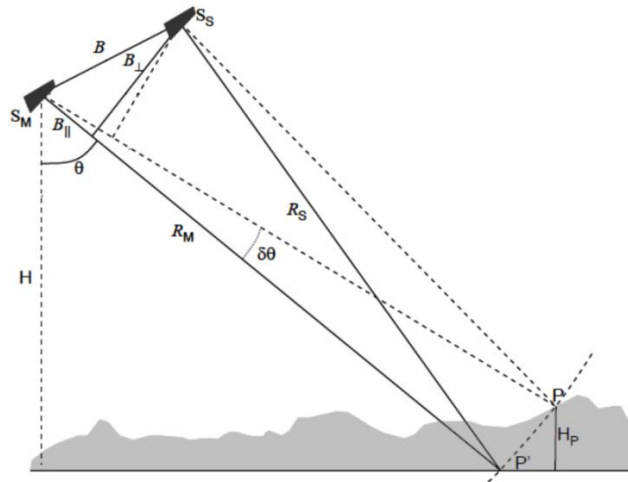


Figura 6 – Geometria InSAR. Adaptado de Mateus [2013].

A configuração geométrica do InSAR encontra-se representada esquematicamente na Figura 6, na qual os pontos S_M e S_S representam as posições do radar nas posições

master e *slave*, respetivamente, a uma distância B entre eles. Esta distância pode ser decomposta em base perpendicular (B_{\perp}) e em base paralela (B_{\parallel}), tal como representado na figura. R_M e R_S indicam a distância entre o ponto P' , numa superfície de referência com altitude zero e a antena radar S_M e S_S , respetivamente. O ângulo de vista do radar é representado por θ , enquanto $\delta\theta$ representa a diferença angular entre a visada para os pontos P e P' a partir da posição do radar S_M . Os pontos P' e P (a diferentes altitudes mas à mesma distância R_M da antena radar S_M) apenas podem ser diferenciados numa imagem SAR, pois foram observados a partir de posições relativas do radar ligeiramente diferentes (S_M e S_S) [Catita, 2009].

É necessário que as posições do radar sejam conhecidas com elevada precisão e que as duas imagens SAR apresentem uma elevada correlação espacial (por exemplo, a refletividade do terreno ser semelhante nas duas aquisições) [Catita, 2009], para determinar a diferença de fase entre as posições do radar (S_M e S_S) e o ponto P no terreno, para cada píxel do interferograma. Antes de ser construído o interferograma, é necessário corrigir a imagem *slave* relativamente à grelha espacial da imagem *master*. Deste modo, o interferograma pode ser obtido pela multiplicação complexa, píxel a píxel, dos valores de fase da imagem de referência (*master*) pelo complexo conjugado dos valores de fase da imagem *slave*, através da seguinte expressão:

$$g(x, y) = g_M(x, y)g_S^*(x, y) = |g_M(x, y)||g_S(x, y)|e^{i(\phi_M - \phi_S)} \quad (2.5)$$

onde g_S^* é o conjugado de g_S . Com o interferograma calculado cada píxel é assim composto pela diferença de fase (modulo de 2π) na direção da vista do satélite, entre as posições do radar e o ponto P no terreno. A relação matemática existente entre a diferença de fase ($\Delta\phi$) e a diferença de trajeto ($\Delta R = R_M - R_S$) percorrido pelas ondas eletromagnéticas é dada pela expressão seguinte:

$$\Delta R = \frac{\Delta\phi}{2} \frac{\lambda}{2\pi} \quad (2.6)$$

onde, λ representa o comprimento de onda do satélite e ΔR o deslocamento (deformação da superfície) ocorrido entre as duas datas na direção da linha de vista do satélite (*Line Of Sight* - LOS). Se assumirmos que não existem outras contribuições de fase, como

contribuições da curvatura terrestre, da topografia e da atmosfera, a fase interferométrica ($\Delta\phi$) relaciona-se com o deslocamento da seguinte forma [Hanssen, 2001]:

$$\phi_I = \Delta\phi = \phi_M - \phi_S = - \frac{4\pi(R_M - R_S)}{\lambda} = - \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (2.7)$$

Alguns autores consideram a equação 2.7 com sinal negativo devido a uma diminuição do valor da fase com o aumento do alcance oblíquo (ΔR). Fisicamente, este sinal é equivalente a fixar a origem do referencial no ponto P em vez da origem convencional em S_M [Benevides, 2009].

2.2.1. Interferometria SAR Diferencial

Entre a aquisição de duas imagens em épocas diferentes podem ocorrer fenómenos físicos que alterem as características da superfície. A interferometria SAR Diferencial ou DInSAR é uma das variantes da técnica InSAR e tem como objetivo a deteção e quantificação da deformação do terreno que possa ter ocorrido durante o intervalo de aquisição das duas imagens. Isto é feito através da redução da informação interferométrica contida na fase após o cálculo e remoção de algumas contribuições que não correspondem à deformação do terreno [Rosen et al., 2000]. Na prática, à equação 2.7 devem ser adicionadas algumas contribuições, que provocam variações no valor da fase interferométrica, influenciando o valor da deformação (ΔR). Deste modo, a equação pode ser reescrita da seguinte forma [Hanssen, 2001]:

$$\phi_I = - \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R + \phi_{curv} + \phi_{topo} + \phi_{ruído} \quad (2.8)$$

onde, o termo ϕ_{curv} representa a influência da curvatura da Terra sobre a fase interferométrica, ϕ_{topo} a influência da topografia, e $\phi_{ruído}$ a influência sobre a fase interferométrica de vários fatores, como os efeitos atmosféricos, os erros orbitais, os erros do próprio sistema radar e os erros devido às propriedades dielétricas do solo [Mateus, 2013].

A curvatura terrestre influencia o valor da diferença de fase num interferograma, sendo esta contribuição referida pelo termo ϕ_{curv} na equação 2.8. Esta componente é calculada com base num elipsóide de referência e tem uma variação linear no interferograma na direção perpendicular à linha de vista do satélite. A contribuição da topografia é representada pelo termo ϕ_{topo} . Numa situação em que não existe deformação do terreno nem influencia dos restantes termos da equação 2.8, o valor interferométrico da fase, presente nas franjas no interferograma, corresponde à altitude do terreno. Esta componente não tem interesse para a estimativa da deformação do terreno e, consequentemente, deve ser removida. Se a topografia for conhecida com rigor (através de um modelo digital do terreno), este efeito pode ser removido à fase interferométrica dos interferogramas de modo a isolar apenas o efeito da deformação do terreno. O termo $\phi_{\text{ruído}}$ representa a soma de todas as contribuições desconhecidas e é esperado que tenha um valor pequeno ($< \pi/6$).

Removidas as contribuições conhecidas, a fase do interferograma indica a deformação do terreno ocorrido entre as duas aquisições das imagens na direção da vista do satélite (LOS – *Line Of Sight*). Esta técnica tem aplicação em várias áreas de estudo, como, em estudos da deformação do terreno e de subsidência [Benevides, 2009], de vulcanismo [Massonnet, 1994 e Hooper, 2006], deformação relacionada com episódios sísmicos [Zebker et al., 1994] e de movimento de glaciares e glaciares rochosos [Cheng et al., 2007, Liu et al., 2013]. Para um conhecimento mais aprofundado poderão ser consultadas as obras de Hanssen [2001] e de Catita [2009].

2.3. Limitações da Interferometria SAR

Vários estudos [Zebker et al., 1997, Hanssen e Feijt, 1997 e Delacourt et al., 2008] comprovam que a técnica de interferometria SAR é afetada por várias fontes de erro, que interferem no percurso do sinal eletromagnético entre o satélite e o alvo, afetando grandemente a sua qualidade das suas aplicações.

A coerência permite avaliar o grau de correlação entre duas imagens complexas e é um indicador da qualidade dos interferogramas. Vários fatores podem contribuir para uma redução da coerência, sendo os mais significativos, a descorrelação geométrica e a

descorrelação temporal (Hanssen [2001]). A descorrelação geométrica resulta da diferença de posição do satélite na aquisição das duas imagens (imagem *master* e *slave*) que tem como consequência uma diferença no ângulo de incidência, que resultará em variações na geometria da imagem que serão tão grandes quanto maior for a base perpendicular. A descorrelação temporal resulta da alteração das propriedades de reflexão da superfície terrestre, em particular se a superfície possuir uma cobertura por vegetação ou por neve. Embora alguns destes efeitos possam ser reduzidos por meio de filtragem, existem casos em que a perda de coerência dos interferogramas pode ser irreversível [Hooper, 2006]. De todas as fontes de erro que condicionam a aplicabilidade do InSAR é a contribuição da atmosfera o fator que mais impacto tem. A contribuição da atmosfera traduz-se numa variação na velocidade de propagação, enquanto o sinal atravessa a atmosfera, devido a variações no índice de refração da atmosfera.

2.3.1. Efeitos atmosféricos nos interferogramas

A velocidade de propagação da radiação eletromagnética na atmosfera é variável devido às variações de refratividade da atmosfera afetando o tempo do trajeto do sinal radar. Esta mudança é, essencialmente, provocada por variações espaciais e temporais no índice de refração na atmosfera, em grande parte devido à variabilidade na distribuição do vapor de água na atmosfera. A atmosfera terrestre é composta por vários gases dos quais, cerca de 99.7% encontram-se distribuídos de forma homogênea e apresentam uma variabilidade temporal e espacial muito reduzida. O vapor de água, apesar de representar uma pequena porção na constituição da atmosfera, é altamente variável, tanto espacialmente como temporalmente, tornando a sua modelação um processo difícil. Nos interferogramas, se as condições atmosféricas no momento de aquisição das imagens (*slave* e *master*) não forem idênticas, o sinal radar sofre um atraso relativo, que se traduz numa variação na fase interferométrica. Esta variação produz franjas de origem atmosférica, designadas por artefactos atmosféricos, que mascaram o sinal da deformação podendo conduzir a interpretações erradas. Estes efeitos se não forem corrigidos podem introduzir erros centimétricos na medição da deformação e de vários metros na produção produtos topográficos [Zebker et al., 1997].

A atmosfera encontra-se subdividida em camadas horizontais de acordo com a temperatura, composição química e grau de ionização. É na troposfera que ocorre grande parte dos efeitos que provocam a diferença de fase nos interferogramas. A troposfera (camada neutra da atmosfera) é a camada mais baixa da atmosfera: inicia-se na superfície terrestre e prolonga-se, em média, até aos 12 km de altitude nas latitudes médias, podendo chegar aos 18 km nas regiões no Equador e aos 8 km nos polos [Mateus, 2013]. Esta camada caracteriza-se por um decréscimo constante da temperatura em função da altitude e é onde ocorrem a maioria dos fenómenos meteorológicos mais marcantes, como a formação de nuvens, de chuva, de neve e as correntes de vento. A troposfera é um meio não dispersivo e, por isso, a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas não depende da frequência, mas, apenas, do índice de refração do ar.

O atraso troposférico total pode ser decomposto em duas componentes: o atraso hidrostático, também conhecido por atraso seco (*ZHD*) e o atraso húmido (*ZWD*). A componente hidrostática representa mais de 90% do atraso troposférico total e pode ser determinada com grande precisão a partir de medições de pressão e temperatura à superfície. A componente húmida do atraso troposférico depende da pressão do vapor de água e da temperatura. Embora represente cerca de 10% do atraso total, devido à grande variabilidade espacial e temporal do vapor de água torna-se difícil a sua modelação.

Como nem sempre é possível obter medições diretas da refratividade foram desenvolvidos alguns modelos que relacionam o atraso troposférico com medições de parâmetros meteorológicos medidos à superfície. Um deles, proposto por Saastamoinen et al. [1973], baseia-se no equilíbrio hidrostático dos gases que compõem a atmosfera. Com dados de pressão medidos, com qualidade, à superfície é possível determinar a componente hidrostática do atraso troposférico com uma precisão de cerca de 1.1 mm [Mateus, 2013]. O modelo para o cálculo da componente hidrostática (d_a^z) é dado por:

$$d_a^z = \frac{0.002277 P_s}{(1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.00000028 H_s)} \quad (2.9)$$

onde, φ é a latitude da estação, H_s é a altitude acima do nível médio do mar em metros e P_s é a pressão atmosférica medida à superfície. A componente húmida pode ser estimada

de forma aproximada por:

$$d_w^z = 0.002277 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) e_s \quad (2.10)$$

onde, T_s é a temperatura medida à superfície, em *kelvin*, e e_s é a pressão parcial do vapor de água em mbar, assumindo que se trata de latitudes médias e em condições normais. No entanto, os erros na determinação da componente húmida com este modelo atingem os vários centímetros e, por isso, necessita da aplicação de outros métodos [Mendes, 1999].

2.4. Técnica dos *Persistent Scatterers*

De forma a ultrapassar algumas limitações da técnica InSAR, Ferretti et al. [2001] apresentaram a técnica patenteada como “*Permanent Scatterers Technique*”. A qual pretende gerar uma rede de pontos, onde apenas são escolhidos os píxeis que apresentem estabilidade no valor da fase ao longo de uma série temporal de interferogramas diferenciais (relativos a uma mesma imagem), permitindo desta forma monitorizar a deformação do terreno. Mais tarde, Hooper et al. [2004] propôs uma nova abordagem, denominada StaMPS, acrónimo de *Stanford Method for Persistent Scatterers*, para colmatar algumas dificuldades na técnica proposta por Ferretti. Este método encontra-se adaptado para o estudo da deformação do terreno não só em zonas urbanas, mas também, em áreas cobertas por vegetação ou neve [Hooper, 2006]. Nesta técnica, tal como no método proposto por Ferretti, apenas são seleccionados os píxeis que apresentem estabilidade no valor da fase ao longo de uma série temporal de interferogramas diferenciais, com a diferença de que nesta abordagem não é necessário um conhecimento prévio de como a deformação varia com o tempo. Este é um dos motivos que tornam a técnica proposta por Hooper et al [2004] a mais adequada para estudos em que é necessário medir fenómenos de natureza periódica, ou cujo comportamento não pode ser conhecido *a priori* (deformação não constante, como na maioria dos vulcões e em deslizamentos de terras) [Hooper, 2006]. Segundo Hooper [2006] são suficientes cerca de 12 interferogramas para obter uma rede densa de PS que permita determinar o sinal da deformação. Ainda assim é desejável ter o maior número possível de interferogramas para implementar esta técnica com sucesso.

O algoritmo StaMPS implica um conjunto de passos para selecionar os píxeis que são *Persistent Scatterers* (PS) e para isolar o sinal da deformação. Para uma descrição mais detalhada da técnica dos PSs deverá ser consultado o original de Hooper [2006], ou as teses de Mestrado de Benevides [2009] ou Conde [2013].

Capítulo 3

Modelação do atraso troposférico a partir de dados do modelo ERA-Interim, GPS e do sensor MODIS

3.1. Modelação da componente húmida do atraso troposférico

O atraso troposférico pode ser decomposto em duas componentes: o atraso hidrostático ou *Zenith Hydrostatic Delay* (ZHD) e o atraso húmido ou *Zenith Wet Delay* (ZWD). A componente hidrostática, como demonstrado anteriormente, pode ser determinada com grande precisão a partir de medições de pressão e temperatura à superfície. Por sua vez o cálculo da componente húmida do atraso troposférico é um processo complexo e incerto, devido, essencialmente, à variabilidade espacial e temporal do vapor de água na troposfera.

O *Integrated Water Vapour* (IWD) define-se como a quantidade total de massa de vapor de água existente numa secção de 1 m^2 numa coluna de ar, desde a superfície terrestre até ao topo da atmosfera [Mendes, 1999]. As suas unidades são o Kg m^{-2} e é dado por:

$$IWD = \int_{r_s}^{r_a} \rho_w dz \quad (3.1)$$

onde, ρ_w é a densidade da água na coluna de ar, desde a superfície terrestre (r_s) até ao topo da camada neutra da atmosfera (r_a), a troposfera. Esta quantidade pode ser

convertida em unidades de medida (mm), passando a designar-se por *Precipitable Water Vapor* (PWV) ou, simplesmente, *Precipitable Water* (PW). O PWV consiste na altura de uma coluna equivalente de água líquida, que resulta da condensação do vapor de água. Esta conversão é feita através da divisão da quantidade IWV pela densidade da água líquida:

$$PWV = \frac{IDW}{\rho_{H_2O}} \quad (3.2)$$

Sabendo que a densidade da água é, aproximadamente, igual a 10^3 kg m^{-3} , resulta numa relação de que 1 kg m^{-2} de IDW é equivalente a 1 mm de PWV. A relação existente entre *Precipitable Water Vapour* e o atraso troposférico húmido (ZHD) é dada por Bevis [1994], através da seguinte expressão:

$$ZWD = \frac{PWV}{\Pi} \quad (3.3)$$

onde, Π é uma constante de proporção dependente da temperatura média da atmosfera. Este valor pode ser fornecido por medições à superfície da terra ou por modelos atmosféricos. Como a relação entre o rácio de PWV / ZWD e a temperatura média da superfície é aproximadamente linear, o valor da constante de proporção Π pode ser retirada a partir do gráfico da Figura 7. Ao longo deste trabalho foi considerado o valor de 0.15 para esta constante, admitindo uma temperatura média do ar de aproximadamente -5°C .

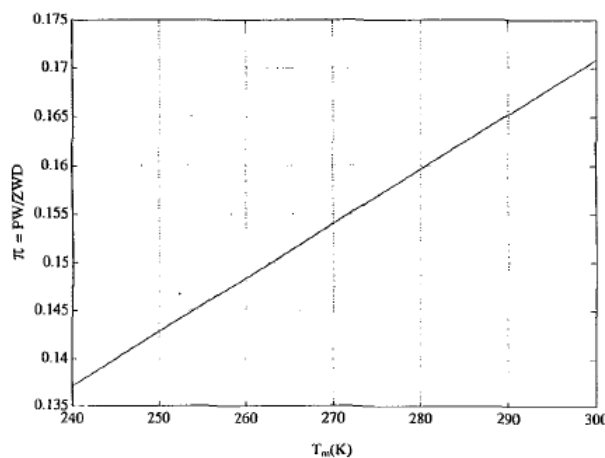


Figura 7 – Rácio PW / ZWD= Π como função da temperatura atmosférica média T_m . Adaptado de Bevis et al. [1994].

Para mais detalhe podem ser consultadas as obras de Bevis et al. [1992], Bevis et al. [1994], Mendes [1999], Li [2005] e Mateus [2013].

3.2. Modelo ERA-Interim

O ERA-Interim é um modelo global de reanálise atmosférica, produzido pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que disponibiliza dados meteorológicos de análise e de previsão. O ECMWF é uma organização não-governamental que tem como principais missões: desenvolver e explorar modelos globais e sistemas de assimilação de dados, de forma a preparar previsões por meio de métodos numéricos, proporcionando condições iniciais para as previsões; fornecer análises globais e previsões da composição atmosférica, de forma a contribuir para a monitorização do sistema Terra. Para além disso, é também responsável por manter um arquivo de dados meteorológicos, denominado MARS (*Meteorological Archival and Retrieval System*). Os sistemas de assimilação de dados utilizam observações medidas *in situ*, em estações terrestres, e marítimas, a bordo de aviões, sondas e foguetes e obtidas por satélites, sendo a maioria dos dados obtidos por estes últimos. Estas observações são combinadas com os modelos de previsão, através de sistemas de assimilação de dados, de forma a fornecer vários parâmetros meteorológicos.

O arquivo de dados ERA-Interim possui dados diários, desde 1979, de um conjunto de parâmetros meteorológicos, cujo *download* pode ser feito através da seguinte plataforma após um prévio registo de utilizador: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>.

3.2.1. Modelação do vapor de água

O modelo com dados de análise de *Total Column Water Vapour* (TCWV) encontra-se disponível com dados diários, produzidos de 6 em 6 horas, a começar às 00 horas UTC de cada dia [Berrisford et al., 2011]. Os dados fornecidos são projetados numa grelha com uma resolução espacial horizontal que pode ir, na sua resolução mais fina, até 0.125 graus e cobrem o globo num retângulo, do qual são conhecidas as coordenadas dos cantos. Os dados de reanálise ERA-Interim são produzidos por assimilação de

dados utilizando ciclos de análise de 12h. Em cada ciclo, as observações disponíveis são combinadas com informação prévia de um modelo de previsão. A assimilação de dados consiste num conjunto de técnicas matemáticas que permitem estimar o melhor possível, um estado ou um sistema, a partir de informação sobre este e a partir do grau de incerteza dessa informação. A estimativa obtida, denominada análise, geralmente deverá apresentar uma qualidade superior face às próprias observações [Pires, 2013].

As análises combinam observações distribuídas no tempo com um modelo dinâmico em 4 dimensões (4D VAR – três dimensões no espaço e uma no tempo). As análises são utilizadas para produzir um modelo de previsão de curto alcance e, posteriormente, necessárias como estimativas prévias para o ciclo de análise seguinte [Dee et al., 2011]. Para cada observação é determinado o grau de incerteza e, consoante esta informação, são atribuídos pesos às observações. Na prática, o ERA-Interim realiza interpolações estatísticas, no espaço e no tempo, com as observações meteorológicas e estimativas *a priori* provenientes do ciclo de análise anterior [Berrisford et al., 2011]. A Figura 8 apresenta esquematicamente este processamento. A qualidade das estimativas obtidas com este método depende da qualidade física do modelo e da qualidade da análise [Dee et al., 2011].

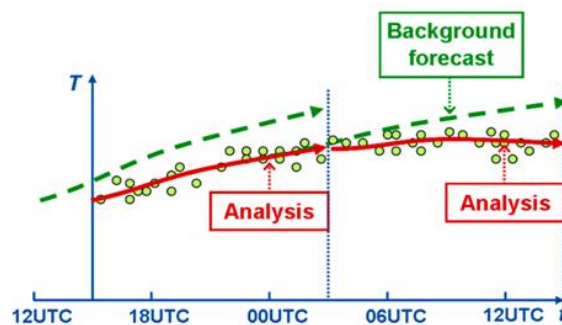


Figura 8 – Esquema de funcionamento do sistema de assimilação de dados utilizado pelo ERA-Interim. Os círculos representam as observações meteorológicas, as linhas de tendência a verde mostram os limites impostos pela estimativa *a priori* e as linhas de tendência a vermelho indicam os dados de análise após o ajustamento. Adaptado de Dee [2012].

3.2.2. Processamento das estimativas de PWV do ERA-Interim

Para este estudo foram recolhidos dados de análise de TCWV para os três primeiros meses de 2014, com uma resolução espacial de 0.125 graus. Os dados foram recolhidos para a hora mais aproximada da hora da aquisição das imagens SAR. Desse modo para

o traço ascendente foram adquiridos dados de análise de TCWV das 00h do dia seguinte ao dia dos interferogramas e para o traço descendente foram adquiridos dados das 06h do dia dos interferogramas. A Tabela 1 indica a hora de aquisição das imagens SAR e as horas das estimativas de TCWV utilizadas. Todos os passos seguintes de processamento dos dados e remoção da contribuição da atmosfera aos interferogramas foram realizados a partir de *scripts* MATLAB elaborados para o efeito.

Tabela 1 – Comparação entre a hora de aquisição das imagens SAR e a hora dos dados de análise do modelo ERA-Interim. Hora UTC.

Passagem descendente	Passagem ascendente
Hora de aquisição das imagens SAR: 8:40 h	Hora de aquisição das imagens SAR: 23:20 h
Hora das estimativas de TCWV 6:00 h	Hora das estimativas de TCWV 00:00 h do dia seguinte

Os dados em formato netCDF vêm compactados, pelo que de forma a obter os valores reais deve ser feita uma descompactação dos mesmos. Este procedimento consiste em somar um *offset* e multiplicar por um fator de escala. O modelo ERA-Interim fornece estimativas de TCWV em kg m^{-2} , correspondente ao *Integrated Water Vapour* (IWV). Através da relação 3.2 o IWV foi convertido em *Precipitable Water Vapour* (PWV), em unidades de medida, mais concretamente em milímetros. Posteriormente, o PWV foi convertido em *Zenith Wet Delay* através da relação expressa em 3.3. Com a imagem composta com valores de ZWD e assumindo que o *Zenith Hydrostatic Delay* é constante nas duas datas, através da diferença de ZWD entre duas datas (*master* e *slave*) foi obtido o atraso troposférico. Por fim, como os dados vêm numa imagem retangular que cobre o globo, de forma a extrair apenas a área de interesse, foi percorrida a imagem total até se encontrar a área coberta pelos interferogramas. À medida que o programa encontrava a área correspondente eram guardados os valores de atraso numa nova imagem com as dimensões dos interferogramas.

3.3. Observações atmosféricas GPS

O GPS, sigla de *Global Positioning System*, desenvolvido e administrado pelo departamento de defesa dos Estados Unidos da América, é um sistema de navegação e

posicionamento global baseado na medição de distância através de tempos de percurso e diferença de fase de sinais eletromagnéticos emitidos por um conjunto de satélites. Desde o final dos anos 1980, a constelação de satélites GPS juntamente com o aparecimento e crescimento de outros sistemas GNSS, como o russo GLONASS, têm vindo a desempenhar um papel importante em estudos regionais e globais da Terra. Com o impulso devido a um crescimento rápido e contínuo e à diversificação das aplicações GPS, a comunidade científica mundial tem feito um esforço para promover padrões internacionais para a aquisição e análise de dados GPS, e para implantar e operar um sistema de monitorização comum e global. Para dar resposta a estas necessidades surgiu em 1994 a *International GNSS Service*. A IGS é uma fundação mundial voluntária que reúne recursos e dados de mais de 400 estações GNSS terrestres a nível global, de forma a gerar produtos precisos. A sua missão consiste em recolher, arquivar e distribuir dados com uma precisão suficiente para uma vasta gama de aplicações, assegurando a disponibilidade de dados e produtos GNSS de alta qualidade e de livre acesso [*International GNSS Service*, consultado a 29 de junho de 2015]. O IGS disponibiliza parâmetros atmosféricos como o *Zenith Tropospheric Delay* (ZTD), com uma resolução temporal de 5 minutos e com uma exatidão na ordem dos 4 mm [Hugentobler e Neilan, 2013]. A elevada resolução temporal e exatidão, os baixos custos associados e o facto de funcionar sob quaisquer condições atmosféricas constituem as principais vantagens no uso de parâmetros atmosféricos derivados de estações GPS, para mitigar os efeitos atmosféricos nos interferogramas. Por outro lado, a grande limitação do uso destes dados relaciona-se com o facto de ser difícil que os dados GPS e as imagens SAR estejam disponíveis simultaneamente para uma determinada região.

3.3.1. Estação IGS

Foram utilizados dados de *Zenith Tropospheric Delay* fornecidos a partir de uma estação da IGS mais próxima da área de estudo. A base Espanhola Antártica Juan Carlos I, localizada na península de Hurd na ilha de Livingston, a cerca de 2 km do glaciar rochoso de Hurd, possui um recetor GPS. No entanto, este recetor apenas se encontra a registar no período em que a base se encontra ativa, ou seja, de aproximadamente finais de novembro até meados de fevereiro. Isto implicaria ter dados por um período temporal

curto que não cobriria o período temporal dos interferogramas. Deste modo, optou-se por usar utilizar os dados de Zenith Total Delay, de uma estação da IGS próxima da zona de estudo, para mitigar o atraso troposférico nos interferogramas e utilizar os dados deste recetor GPS apenas como ponto de comparação. Da investigação das estações IGS mais próximas da península de Hurd concluiu-se que existem cinco estações relativamente próximas: as estações OHI3, OHI2, PALV, PALM e ROTH. No entanto, as estações PALM e PALV, na ilha Anvers junto à península Antártica, apenas possuem dados disponíveis até meados de fevereiro no ano de 2014, ou seja não cobrem toda a série temporal dos interferogramas (do início de janeiro ao fim de março de 2014). A estação ROTH, na ilha Adelaide junto à península Antártica, possui algumas interrupções nos dados para o período em estudo. A estação OHI2, em O'Higgins, não possui dados disponíveis para o dia 20 de março, impossibilitando o seu uso para esta série temporal. Deste modo, apenas puderam ser utilizados os dados da estação OHI3, localizada na base Chilena General Bernado O'Higgins, na península Antártica. Esta é a única estação mais próxima da península de Hurd, mais concretamente a cerca de 140 km, que possui dados de *Zenith Total Delay* disponíveis para toda a série temporal em estudo. Na Figura 9 podem ser visualizadas as localizações da península de Hurd e da estação da IGS, da qual foram obtidos os parâmetros atmosféricos.

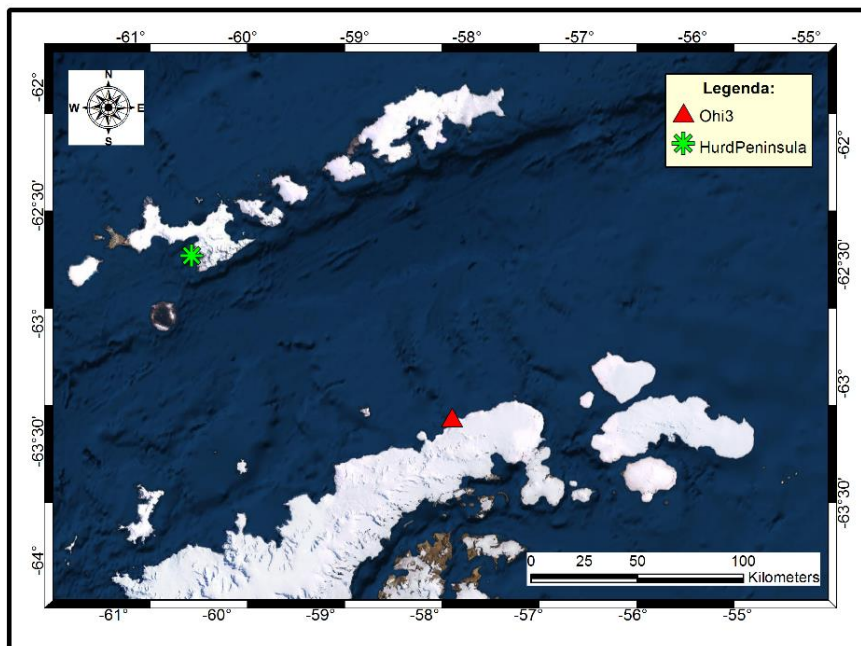


Figura 9 – Localização da península de Hurd e da estação OHI3 da IGS em O'Higgins, na península Antártica (Mapa de base: *ArcMap Online*).

Os dados encontram-se disponíveis e podem ser descarregados de forma livre a partir do FTP da IGN: <ftp://igs.ensg.ign.fr/pub/igs/products/troposphere/2014/> ou do FTP do CDDIS: <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/troposphere/new/2014/>.

3.3.2. Cálculo do atraso troposférico zenital

O ZTD corresponde à soma das componentes hidrostática e húmida do vapor de água na troposfera. A componente hidrostática podia ser determinada com boa precisão com recurso à fórmula de Saastamoinen et al. [1994] em 2.9, para a qual são necessários dados de temperatura e pressão medidos à superfície. No entanto, mais uma vez, estes dados não estão disponíveis para esta estação. Deste modo, assumiu-se que a componente hidrostática é constante nas duas datas das imagens e, assim, ao realizar-se a diferença entre as duas datas (entre *master* e *slave*) esta componente é eliminada ficando apenas a componente húmida do atraso troposférico. Por fim, foi criada uma nova imagem com as dimensões dos interferogramas, na qual foram mapeados os valores obtidos do atraso troposférico.

3.4. MODIS

O MODIS ou *Moderate Resolution Imaging Spectoradiometer* é um instrumento que se encontra a bordo dos satélites *Terra* (EOS-AM) e *Aqua* (EOS-PM), lançados, respetivamente, a 18 de dezembro de 1999 e a 4 de maio de 2002, como parte do programa *Earth Observing System* (EOS) da NASA. Estes satélites de observação da Terra encontram-se a aproximadamente de 705 km de altitude, possuem uma órbita quase polar hélio-síncrona e estão sincronizados de modo a que em 1 ou 2 dias, dependendo da latitude, sejam capazes de cobrir toda a superfície da Terra. O satélite *Terra* passa de norte para sul e atravessa o equador de manhã (modo descendente), enquanto o satélite *Aqua* passa de sul para norte e atravessa o equador à tarde (modo ascendente) hora local. Os satélites *Terra* e *Aqua* possuem, cada um deles, cinco instrumentos a bordo entre os quais o MODIS.

O sensor MODIS, sendo um sensor passivo, mede a radiação solar refletida ou emitida pela superfície terrestre e pelas nuvens na região do espectro eletromagnético que vai

desde a região do visível até ao infravermelho térmico (comprimentos de onda de 0.620 μm a 14.385 μm). Possui 36 bandas espectrais com uma resolução radiométrica de 12 bits por píxel. A resolução espacial, assim como o comprimento de onda, variam consoante o produto: de 250 m para as bandas 1 e 2, 500 m para as bandas 3 a 7 e 1 km para as restantes 29 bandas [MODIS NASA, acedido a 11 junho de 2015].

Os dados obtidos através do sensor MODIS são úteis para melhorar a compreensão da dinâmica global dos processos que ocorrem na superfície terrestre, nos oceanos e na atmosfera. Os principais objetivos passam pela determinação da temperatura da superfície da Terra, de dia e de noite, da cor da água dos oceanos e pela recolha de informação sobre o tipo de cobertura do solo, índices de vegetação, cobertura de nuvens, propriedades das nuvens e aerossóis, distribuição global do vapor de água na atmosfera, entre outras variáveis. Os dados são arquivados e disponibilizados de forma gratuita a partir da plataforma: <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html> e encontram-se organizados em diferentes níveis consoante o grau de processamento dos produtos.

3.4.1. Modelação do vapor de água pelo sensor MODIS

O sensor MODIS fornece estimativas de *Precipitable Water Vapour* como produto de nível 2 (MOD05_L2 proveniente do sensor a bordo do satélite *Terra* e MYD05_L2 do satélite *Aqua*), disponíveis com uma resolução de 5 km e de 1 km, respetivamente, na região do infravermelho e do infravermelho próximo do espectro eletromagnético. A determinação da concentração de vapor de água na atmosfera pelo sensor MODIS é feita com base na deteção da absorção da radiação solar no caminho do Sol até à superfície e no caminho de volta para o sensor, após ser refletida. Por outras palavras, baseia-se na atenuação da reflexão da radiação devido à absorção da radiação pelo vapor de água presente na atmosfera. Isto é possível, pois é conhecido que dos constituintes da atmosfera que absorvem as radiações infravermelhas (dióxido de carbono, vapor de água e ozono) é o vapor de água apenas que apresenta um comportamento difícil de prever, em contraste com os restantes constituintes, que reagem perante determinada quantidade de energia de forma previsível e aproximadamente conhecida.

O equivalente à quantidade total vertical de vapor de água pode ser derivado por uma comparação entre a radiação solar refletida nos canais de absorção e a radiação refletida pelos canais de não absorção. O MODIS utiliza duas técnicas: a técnica de absorção diferencial e a técnica CIBR (*Continuum Interpolated Band Ratio*). Ambas baseiam-se no rácio entre os canais de absorção pelo vapor de água e os canais considerados como janelas atmosféricas, para derivar a quantidade de vapor de água sobre áreas de terra e de oceano respetivamente. Os canais 2 e 5 (centrados em 0.865 e 1.24 μm) são canais cujos comprimentos de onda não são absorvidos pelo vapor de água, ou seja, correspondem às janelas atmosféricas. Os canais 17, 18 e 19 (centrados perto de 0.905, 0.936 e 0.94 μm respetivamente) correspondem aos canais cujos comprimentos de onda são absorvidos pelo vapor de água na atmosfera [Gao e Kaufman, 2003 e Li, 2005]. Os rácios eliminam parcialmente os efeitos das variações da refletância da superfície fornecendo de forma aproximada a quantidade de radiação absorvida pelo vapor de água presente na atmosfera [King, 2002]. A Tabela 2 indica o comprimento de onda, a radiância espectral e a resolução espacial de cada um dos canais utilizados na determinação do vapor de água.

Tabela 2 – Canais de absorção (2 e 5) e canais de não absorção (17, 18 e 19) pelo vapor de água.

Canais MODIS	Comprimentos de onda (μm)	Radiâncias espectrais ($\text{W/m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr}$)	Resoluções espaciais (m)
2	0.841 – 0.876	24.7	250
5	1.230 – 1.250	5.4	500
17	0.890 – 0.920	10.0	1000
18	0.931 – 0.941	3.6	1000
19	0.915 – 0.965	15.0	1000

Durante o dia é aplicado um algoritmo de infravermelho próximo sobre área de terra e de oceano. Sobre as áreas de oceano, as estimativas de vapor de água são fornecidas sobre as áreas de *sun glint*, ou seja, quando o Sol reflete na superfície do oceano no mesmo ângulo de vista do sensor, pois os canais no infravermelho próximo têm alguma dificuldade em receber a radiação proveniente das superfícies escuras do oceano. Quando existem nuvens, os canais de absorção contêm informação sobre a absorção existente no caminho sol-nuvens-sensor em vez de no caminho sol-superfície-sensor. O efeito de absorção é aumentado ligeiramente devido à múltipla dispersão da radiação solar dentro das nuvens [Gao e Kaufman, 2003]. Consequentemente o vapor de água

estimado com nuvens, no caminho da radiação solar, degrada consideravelmente as estimativas. Os erros típicos na estimação do PWV são cerca de 5% a 10% e as principais fontes de erro são provocadas pelas incertezas na refletância espectral da superfície (principalmente em superfícies escuras) e por condições de *haze* em que a visualização fique consideravelmente reduzida [Gao e Kaufman, 2003].

3.4.2. Interpretação e análise da qualidade dos dados

As estimativas do produto *Precipitable Water Vapour* obtidas pelo sensor MODIS estão sujeitas a sofrer o impacto de algumas fontes de erros típicas, que podem provocar um decréscimo da qualidade dos produtos fornecidos [Li, 2005]. Por este motivo, antes de realizar qualquer operação com as estimativas de PWV, é importante efetuar uma seleção das imagens MODIS com base na qualidade do produto fornecido. Através da análise de vários parâmetros contidos na *Cloud Mask* e na *Quality Assurance*, é possível avaliar o grau de qualidade das estimativas. Ao longo deste trabalho serão referidas a *Cloud Mask* e a *Quality Assurance* (QA) como máscara de nuvens e como máscara de qualidade, respetivamente. Na prática, a máscara de nuvens indica, para cada píxel da imagem, se a linha de vista do sensor se encontra obstruída por nuvens. A máscara QA pretende, com base na análise da presença de fatores que degradam a qualidade das estimativas, fornecer uma avaliação da qualidade do produto para cada píxel da imagem. Todo o procedimento de análise da qualidade das imagens foi realizado com recurso ao MATLAB.

Como enunciado anteriormente, o sensor MODIS é sensível à presença de nuvens, limitando consideravelmente o uso das estimativas de PWV em áreas onde, no momento de passagem do sensor, o céu se encontre coberto por nuvens [Ding et al., 2008]. Para detetar a presença de nuvens na área de vista do sensor, juntamente com cada produto de nível dois, é fornecida uma máscara de nuvens que não é mais do que uma porção do produto máscara de nuvens (MOD35) fornecido também pelo MODIS, apresentando o resultado da aplicação de vários algoritmos de deteção de nuvens, para cada píxel da imagem. Os algoritmos funcionam como testes estatísticos, indicando, para cada píxel, o nível de confiança, tendo em conta se determinado píxel se encontra, ou não, coberto por nuvens [Ackerman, 1998]. Cada píxel da máscara de nuvens corresponde a um vetor de 8 bits. Para além da informação relativa à presença de

nuvens, são também fornecidas características do píxel, tais como, se a imagem foi adquirida de dia ou de noite, se possui um *background* de neve ou gelo, se foi adquirida com efeito de *sun glint* (quando o Sol reflete na superfície do oceano no mesmo ângulo de visão do sensor [Mateus, 2013]) e se corresponde a uma área de água, costeira, deserto ou terra. Cada informação (*flag*) pode estar contida apenas num bit, ou num conjunto de bits. É a conjugação da informação contida nos bits que irá fornecer informação relacionada com a probabilidade de, para cada píxel, ter existido cobertura por nuvens no momento de aquisição da imagem MODIS. Na Tabela 3 são indicadas as combinações e informações que podem ser retiradas da interpretação da máscara de nuvens. Analisando o código binário presente no bit 0, é dada informação para um determinado píxel, se a máscara de nuvens foi determinada ou se não foi determinada. Esta informação permite efetuar uma seleção inicial dos píxeis que possuem informação. O facto de o MATLAB reconhecer os bits como sendo números do tipo *signed*, ou seja, quando o primeiro bit (bit0) apenas é utilizado para definir qual o sinal do número, permite identificar imediatamente os píxeis que possuem informação e aqueles que não possuem informação. No caso de não conterem informação, não se prossegue com a análise. Isto é, se o bit 0 tiver o valor de zero, indica que o número binário é positivo e portanto, segundo a informação contida na Tabela 3, a máscara de nuvens não foi determinada para aquele píxel. Caso contrário outro lado indica que foi determinada.

Tabela 3 – Interpretação da máscara de nuvens e informação fornecida para cada bit ou conjunto de bits. Adaptado de Ackerman, [2010].

Interpretação da máscara de nuvens		
Bits	Interpretação dos bits	Descrição do campo
0	0 = Não determinado 1 = Determinado	Determinação da máscara de nuvens
1-2	00 = Céu nublado 01 = Céu provavelmente nublado 10 = Céu provavelmente limpo 11 = Céu limpo	Obstrução do FOV / Factor de qualidade
3	0 = Noite 1 = Dia	Aquisição de dia ou noite
4	0 = Sim 1 = Não	<i>Sun glint</i>
5	0 = Sim 1 = Não	<i>Background</i> de neve ou gelo
6-7	00 = Água 01 = Zona costeira 10 = Deserto 11 = Terra	<i>Background</i>

O conjunto dos bits 1 e 2 fornecem informação quanto à possível presença de nuvens na linha de vista do sensor. Por exemplo, a sequência binária “101 000 00” indicaria que, para um determinado píxel: a máscara de nuvens teria sido determinada, o céu estaria provavelmente nublado no momento de aquisição da imagem, a imagem teria sido adquirida com luz solar (de dia), sobre o efeito de *sun glint*, com um *background* de gelo ou neve e na água. Com base na análise do código binário em conjuntos extremos, a partir do bit 3, composto só por zeros ou uns, tentou encontrar-se um limite para cada uma das classificações. Deste modo, através do valor obtido para cada píxel, o mesmo poderia ser confrontado com estes limites e classificado nas 4 classes existentes (céu nublado, céu provavelmente nublado, céu provavelmente limpo e céu limpo). Considerando que um píxel classificado nas categorias “céu provavelmente limpo” e “céu limpo” tem uma probabilidade elevada de não apresentar uma obstrução do campo de visão do sensor por nuvens, as estimativas de PWV por ele fornecidas apresentam uma maior garantia de qualidade.

Tabela 4 – Interpretação da máscara *Quality Assurance*, informação fornecida para cada bit ou conjunto de bits. Adaptado de Ackerman, [2010].

Interpretação da máscara QA		
Bits	Interpretação dos bits	Descrição do campo
0	0 = Dados não usáveis 1 = Dados usáveis	Informação relativa à possibilidade de utilizar este produto para um determinado propósito
1-2-3	000 = Baixa qualidade 001 = Pouca qualidade 010 = Boa qualidade 011 = Alta qualidade Os restantes não são utilizados	Qualidade do produto PWV (NIR)
4-5	00 = Rácio entre 2 canais 01 = Rácio entre 3 canais 10 = <i>No retrieval</i> 11 = <i>Spare</i>	Método de inversão utilizado para derivar o PWV (NIR)
6-7	00 = Solo 01 = Oceano 10 = Nuvens 11 = <i>Sun glint</i>	Tipo de superfície

Relativamente à máscara QA (*Quality Assurance*), para o produto com estimativas de PWV em modo infravermelho próximo, a informação encontra-se contida, para cada píxel, num vetor de 1 byte, ou seja, de 8 bits. O modo de interpretação do código binário é feito de forma igual como explicado anteriormente para a máscara de nuvens. As combinações e interpretação encontram-se assinaladas na Tabela 4. Novamente, a

informação contida no bit 0 permite uma rápida identificação e seleção da informação, ou seja, se as estimativas de PWV fornecidas possuem ou não qualidade suficiente para serem utilizadas para outros fins. Se o píxel for classificado como usável (dado quando o bit 0 tem o valor de 1), a interpretação do código binário deve prosseguir de forma a detalhar qual o grau de qualidade da estimativa de PWV. Caso contrário, indica que as estimativas de PWV, para um determinado píxel, não devem ser utilizadas. Nos bits 1, 2 e 3, nas quatro primeiras combinações, é dada informação relativamente à qualidade dos dados, agrupando-os em 4 classes de qualidade diferentes (baixa qualidade, pouca qualidade, boa qualidade e alta qualidade). As restantes quatro combinações não são utilizadas pelo MODIS e, por isso, não possuem qualquer tipo de informação. Os conjuntos de bits 4 e 5 e 6 e 7 indicam qual foi o método utilizado para derivar o PWV e qual o tipo de superfície, respetivamente.

3.4.3. Processamentos das estimativas de PWV do MODIS

Foram usadas neste estudo estimativas de PWV com uma resolução espacial de 1 km x 1 km, adquiridas em modo infravermelho próximo (*Near Infrared*). De forma a obter estimativas de PWV para a hora mais próxima da hora de aquisição das imagens SAR, nas passagens descendente e ascendente, foram, respetivamente, descarregadas imagens do satélite *Terra* (Produto MOD05_L2) e do *Aqua* (Produto MOY05_L2). O satélite *Terra* passa junto a área de estudo perto das 13h UTC e o satélite *Aqua* perto das 19h UTC. De modo a permitir uma seleção posterior das imagens, foram descarregadas todas as imagens disponíveis em modo infravermelho próximo, que coincidiam com cada dia dos interferogramas.

Os dados vêm armazenados no formato HDF (*Hierarchical Data Format*), um formato de arquivo para partilha de dados científicos. Para além das estimativas de PWV, o ficheiro contém informação sobre a geolocalização dos dados, metadados, máscara de nuvens e máscara de qualidade. Todos estes dados são armazenados como um conjunto de dados científicos (SDS - *Scientific Data Set*) dentro do arquivo HDF e devem ser descompactados antes de qualquer operação. O primeiro passo da análise das imagens MODIS consistiu na seleção de quais as imagens que possuíam estimativas de PWV com qualidade suficiente para serem utilizadas; esta operação foi realizada com base na

informação dada pela máscara de nuvens e de qualidade. Apesar de idealmente os dados MODIS a utilizar serem os mais próximos da hora de aquisição da imagem SAR, isto nem sempre foi possível, pois por vezes as suas estimativas não podiam ser utilizadas. Na Tabela 5 podem ser consultadas as horas de aquisição de cada uma das imagens MODIS utilizadas.

Tabela 5 – Comparação entre a hora de aquisição das imagens SAR, nas respetivas passagens descendente e ascendente, e as horas de aquisição de cada imagem MODIS escolhida. Todas as horas apresentam-se em UTC

Passagem descendente		Passagem ascendente	
Hora de aquisição das imagens SAR: 8:40		Hora de aquisição das imagens SAR: 23:20	
Data da imagem SAR	Hora de passagem do sensor MODIS (a bordo do satélite <i>Terra</i>)	Data da imagem SAR	Hora de passagem do sensor MODIS (a bordo do satélite <i>Aqua</i>)
20140103	13:05	20140102	19:40
20140114	12:50	20140113	19:20
20140125	12:30	20140124	19:05
20140205	12:10	20140204	17:05
20140216	13:30	20140215	20:05
20140227	13:10	20140226	19:45
20140321	12:35	20140309	19:30
		20140320	17:30

Da análise da máscara de nuvens (das imagens escolhidas) chegou-se à conclusão que, no caso das imagens MODIS adquiridas a bordo da plataforma *Aqua*, metade não apresentavam a máscara determinada e a outra metade tinha os píxeis na península de Hurd classificados como “céu nublado” em todos os dias da série temporal. Das imagens adquiridas a bordo do satélite *Terra*, a análise da máscara de nuvens revelou uma tendência oposta à detetada nas imagens geradas a bordo da plataforma *Aqua*. Neste caso, apenas uma imagem não apresentava a máscara de nuvens determinada. Em todas as imagens, com informação na máscara de nuvens para a área da península de Hurd, os píxeis foram classificados com uma probabilidade elevada como “céu provavelmente limpo”. Relativamente à análise da máscara de qualidade, de todas as imagens recolhidas por ambas as plataformas, das quinze imagens, catorze foram classificadas como usáveis, embora com baixa qualidade, e uma imagem foi classificada como não usável e apenas foi utilizada por não existir outra alternativa para esse dia. A

análise das máscaras de nuvens revelou uma inconsistência e, por esse motivo, foram analisados mais dados obtidos pelos dois satélites e para várias combinações. Os resultados voltaram a apresentar a mesma tendência levando a crer que algo parece não está correto com as máscaras de nuvens das imagens fornecidas com as imagens obtidas a partir da plataforma *Terra*. No entanto, não foi encontrada informação oficial relativamente à deteção de problemas semelhantes.

Considerações gerais da análise de qualidade:

- Devido ao tamanho de cada píxel (1 km x 1 km) só pode ser feita uma análise grosseira.
- Idealmente, deveriam ser escolhidas apenas imagens adquiridas com céu limpo ou parcialmente limpo. No entanto, chegou-se à conclusão de que nesta área do planeta não se pode impor esta restrição porque deixariam de existir imagens disponíveis com essas condições.
- Nesta zona do globo em particular, mesmo no período de verão, a probabilidade de o céu estar nublado é muito elevada. A presença tão frequente de nuvens pode inviabilizar o uso destas estimativas porque o sensor MODIS é particularmente sensível à presença de nuvens e, por isso, as estimativas de PWV fornecidas são afetadas grandemente.
- As imagens adquiridas a bordo das plataformas *Aqua* e *Terra* não são consistentes. Aparentemente, a máscara de nuvens fornecida com os dados obtidos pelo sensor MODIS a bordo do satélite *Terra* poderá ter algum problema.
- As máscaras de qualidade revelam que, constantemente, as estimativas de PWV fornecidas apresentam baixa qualidade.
- De forma geral, com base nesta análise, as estimativas de *Precipitable Water Vapor*, obtidas pelo sensor MODIS para este local, revelaram ter pouca qualidade.

Com a seleção de qualidade terminada e as imagens MODIS escolhidas, seguiu-se uma série de procedimentos até à obtenção do atraso troposférico. O MODIS fornece estimativas de *Precipitable Water Vapour* em centímetros, numa grelha irregular. Estes dados foram convertidos em milímetros e em *Zenith Wet Delay*, através da expressão em 3.3, tendo sido, posteriormente, calculado o atraso troposférico. Vários autores, Li et al., [2003], Li et al., [2004] e Ding et al., [2008] têm vindo a relatar uma sobrestimação das estimativas de vapor de água, obtidas pelo sensor MODIS, em relação ao obtido através de observações GPS e por radiossondas. Por este motivo recomendam que os dados do sensor MODIS sejam apenas utilizados se integrados com dados GPS, de forma a serem calibrados antes de serem utilizados, para corrigir os efeitos atmosféricos em InSAR. Deste modo, foram utilizados dados da estação da *International GNSS Service* (IGS), de forma a calibrar as estimativas de PWV, tendo sido utilizados parâmetros da estação OHI3, em O'Higgins, na península Antártica. Após esta correção os dados foram interpolados numa grelha horizontal com as dimensões dos interferogramas.

3.5. Análise comparativa do atraso troposférico

Tal como descrito anteriormente na área da Base Antártica Espanhola (BAE) Juan Carlos I (localizada na península de Hurd, ver localização na Figura 2) encontra-se instalado um recetor GPS. Contudo este recetor apenas se encontra em funcionamento durante a campanha Antártica Espanhola, que decorre durante o verão austral, ou seja, de cerca de finais de novembro a meados de fevereiro. Deste modo estes dados não podem ser utilizados neste estudo pois não cobrem a totalidade do período temporal em estudo. Ainda assim, podem ser utilizados como meio de comparação dos valores de atraso troposférico, obtido através das várias fontes de dados utilizadas neste trabalho. O conjunto de dados cobre o período de 20 de janeiro a 18 de fevereiro de 2014, tendo sido processados com o *software* GAMIT [Herring, 2010], desenvolvido pelo MIT, originando estimativas de PWV (*Precipitable Water Vapour*), ZTD e ZWD de hora em hora para cada dia.

Deste modo, o atraso troposférico calculado a partir dos dados de PWV do recetor GPS, localizado na península de Hurd, foi comparado com o atraso obtido a partir de

estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim, da estação GPS da IGS, de O'Higgins (OHI3), e do sensor MODIS. As comparações são feitas de seguida, sendo que o atraso troposférico foi calculado relativamente ao dia 4 de fevereiro. Os dados foram recolhidos para as horas disponíveis e mais aproximadas da hora de aquisição das imagens SAR. As estimativas de PWV fornecidas pelo modelo de reanálise ERA-Interim foram convertidas em atraso troposférico, os seus resultados são apresentados nas Figuras 10 e 11, para as 06h e para as 00h, respetivamente.

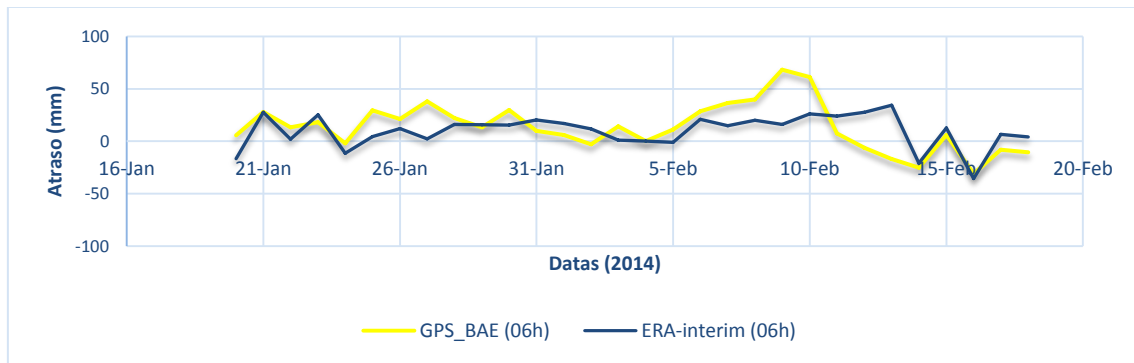


Figura 10 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim. Dados relativos às 06h.

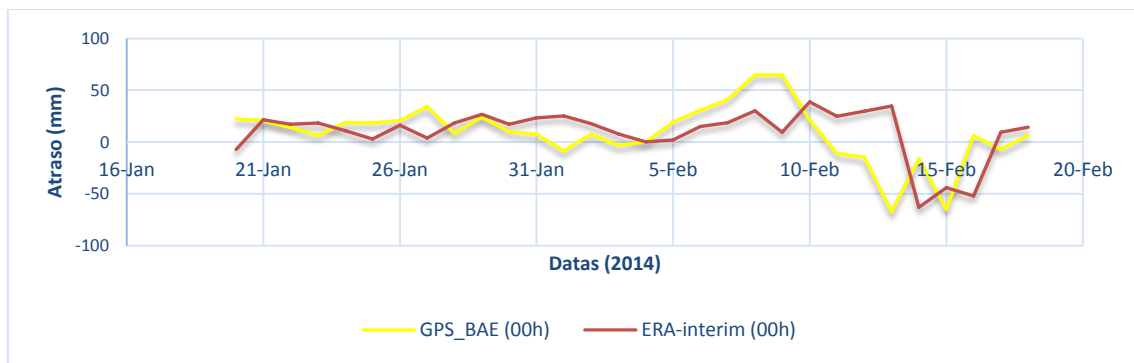


Figura 11 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas do modelo de reanálise ERA-Interim. Dados relativos às 00h.

Da interpretação dos gráficos apresentados nas Figuras 10 e 11, foi possível detetar algumas variações. Nomeadamente, quando existem variações bruscas nos valores de PWV, as estimativas do ERA-Interim parecem não conseguir acompanhar estas variações bruscas. Isto pode ser justificado pelo facto de o ERA-Interim ser um modelo de reanálise que usa nos seus ajustamentos dados históricos ou estar relacionado com a dimensão da grelha, que por ser de grandes dimensões pode não revolver fenómenos

locais. Esta situação é visível entre os dias 12 e 13 de fevereiro em que ocorreu uma variação muito brusca do PWV e o ERA-Interim apresentou discrepâncias consideráveis nas suas estimativas de PWV fornecidas. No dia 14 do mesmo mês, já conseguiu apresentar uma estimativa mais aproximada, o que me leva a considerar que ele pode ter alguma dificuldade em detetar as alterações bruscas de PWV, ao mesmo ritmo a que elas ocorrem. Para além disso, de forma geral, existem maiores diferenças nas estimativas das 00h do que das 06h.

O atraso troposférico calculado a partir da estação da IGS, em O'Higgins na península Antártica, foi também comparado com o atraso obtido pelo recetor GPS de Hurd. Os seus resultados surgem nas Figuras 12 e 13, para as 09h e para as 23h, respetivamente.

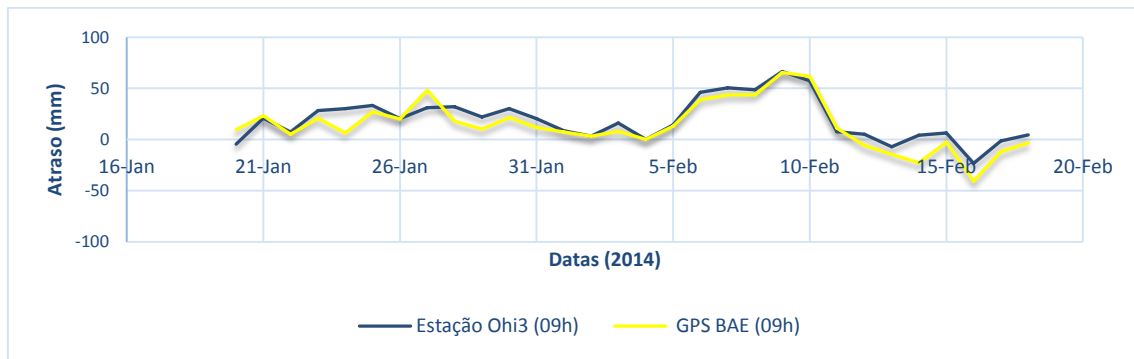


Figura 12 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas a partir da estação da IGS na península Antártica. Dados relativos às 09h.

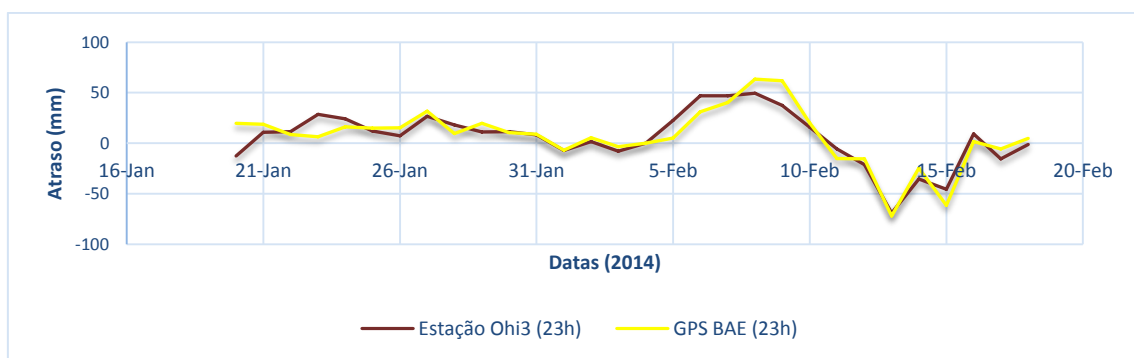


Figura 13 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas a partir da estação da IGS na península Antártica. Dados relativos às 23h.

Da análise dos gráficos expostos nas Figuras 12 e 13, é notória uma maior concordância entre os valores de atraso troposférico. Mesmo apesar de a estação da IGS se encontrar a cerca de 140 km da península de Hurd, estes valores revelaram-se os mais concordantes

com os resultados obtidos pelo recetor GPS, localizado em Hurd. Mais uma vez, os dados no período noturno aparentam diferenças ligeiramente maiores relativamente aos dados obtidos de dia.

Por fim, foi comparado o atraso troposférico calculado a partir das estimativas fornecidas pelo sensor MODIS. Foram apenas recolhidas as estimativas do sensor MODIS que se encontra a bordo da plataforma *Aqua*. Os seus resultados encontram-se apresentados nas Figuras 14 e 15, para os dados MODIS originais e para os dados MODIS após a calibração, respetivamente. As imagens MODIS não são recolhidas sempre à mesma hora, encontrando-se todas no período temporal entre as 17:30h e as 20:10h. Por este motivo, de forma a comparar o atraso troposférico, foram utilizadas as estimativas de PW, obtidas através do recetor GPS em Hurd, para a hora mais aproximada da hora de aquisição das imagens MODIS.

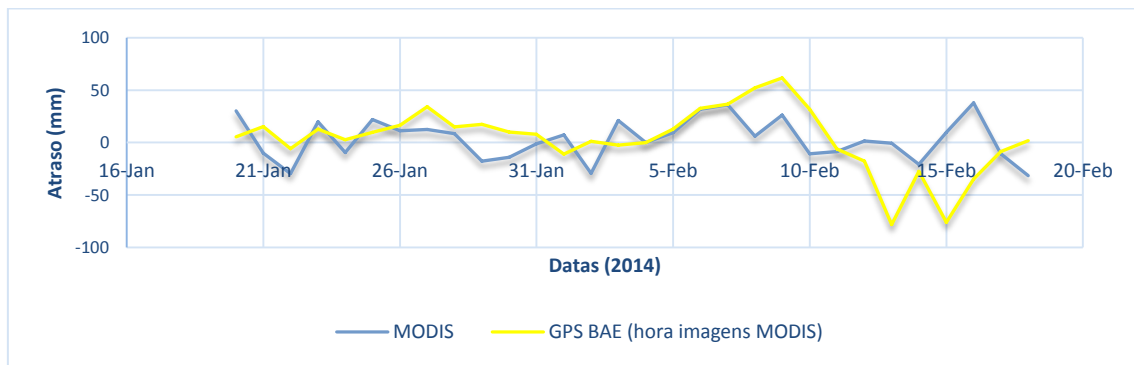


Figura 14 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas dadas pelo sensor MODIS.

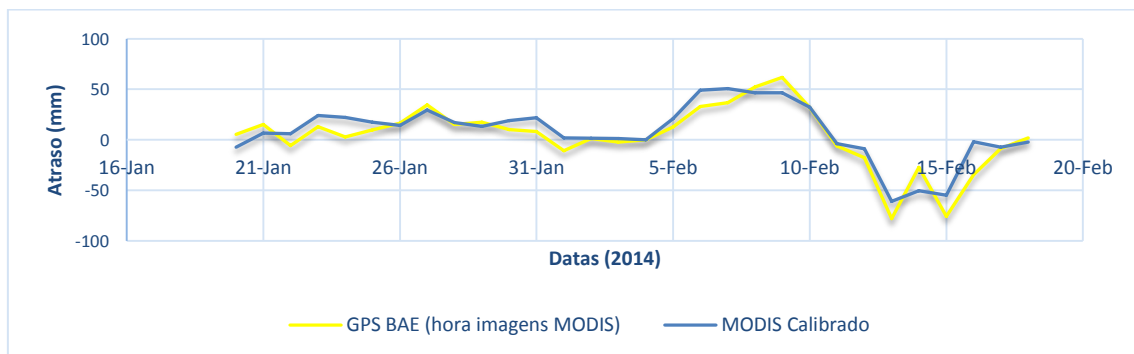


Figura 15 – Comparação entre o atraso troposférico obtido a partir do recetor GPS instalado na península de Hurd e as estimativas dadas pelo sensor MODIS após a calibração dos dados.

Da análise dos gráficos é possível compreender o impacto positivo que a calibração teve nos dados. Após a calibração, os dados de atraso troposférico tornaram-se mais concordantes com os dados obtidos pelo recetor instalado na península de Hurd. Isto pode ser confirmado através do gráfico da Figura 16, onde se mostra as diferenças existentes entre os valores de atraso obtidos através do recetor GPS de Hurd e do sensor MODIS, antes e depois de ser calibrado. A tabela 6 apresenta uma análise estatística relativamente às diferenças calculadas entre o atraso troposférico obtido por cada uma das fontes de dados utilizadas e o do recetor GPS da base Espanhola (BAE) de forma a complementar a interpretação dos gráficos apresentados anteriormente. Da sua análise, foi possível constatar que os dados do sensor MODIS eram, os que mais diferenças apresentavam de uma forma geral. Tal como referido este problema foi resolvido com a calibração como se pode comprovar pela análise estatística elaborada com os dados MODIS calibrados, e pela regressão apresentada no gráfico da Figura 19, pois reduziu consideravelmente as diferenças apresentadas, assim como a dispersão de valores.

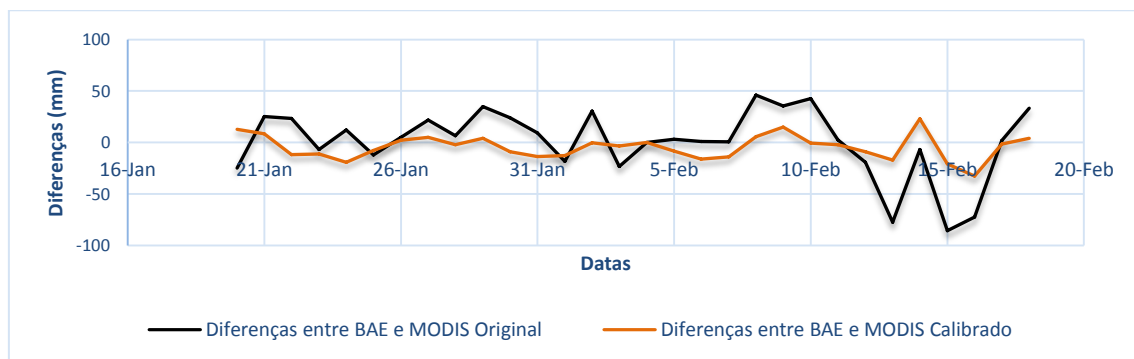


Figura 16 – Diferenças entre o atraso troposférico obtido através do recetor GPS de Hurd e do sensor MODIS, antes e depois da calibração.

Relativamente aos dados obtidos a partir do modelo de reanálise ERA-Interim algo curioso ocorre, pois os dados estimados para as 06h parecem ser mais concordantes com os dados obtidos pelo recetor da BAE do que aqueles que foram estimados para as 00h. Tornando, apenas com estas estimativas, difícil tirar conclusões. De facto os dados de atraso obtidos pela estação da IGS confirma-se que são os mais concordantes, mesmo apesar de se encontrarem numa estação a cerca de 140 km da área de estudo.

Tabela 6 – Análise estatística das diferenças entre o atraso troposférico obtido através do recetor GPS de Hurd e dos restantes métodos e para diferentes horas.

	ERA-Interim (06h)	ERA-Interim (00h)	Estação Ohi3 (09h)	Estação Ohi3 (23h)	MODIS Original	MODIS Calibrado
Média	16.798	23.770	8.464	9.175	24.388	10.095
Desvio padrão	13.349	21.769	6.718	7.541	22.742	7.703
Máximo	52.080	102.152	27.036	32.400	85.669	32.584
Mínimo	0.345	0.896	0.068	0.038	0.709	0.248

Por fim foram ainda realizados gráficos de regressão para cada uma das fontes de dados. Os gráficos encontram-se expostos nas Figuras 17 a 19, para os dados obtidos a partir de estimativas de TCWV do modelo de reanálise ERA-Interim, obtidos através da estimativas de *Zenith Wet Delay* fornecidas para a estação OHI3 da IGS, e pelas estimavas de PWV através do sensor MODIS, respetivamente. Da sua análise, facilmente se compreende que os dados da estação da IGS (Figura 18) são os mais concordantes, apresentado um valor de R^2 igual a 0.8258. Enquanto os dados obtidos pelo modelo ERA-Interim são muito menos concordantes. Menos só mesmo os dados obtidos pelo sensor MODIS. A diferença gerada com a calibração é bem perceptível através do gráfico da Figura 19. Comprovando o já identificado anteriormente, que as estimativas de PWV obtidos pelo sensor MODIS apresentam pouca qualidade, e percebe-se desta forma que a calibração foi um aspeto fundamental no tratamento destes dados.

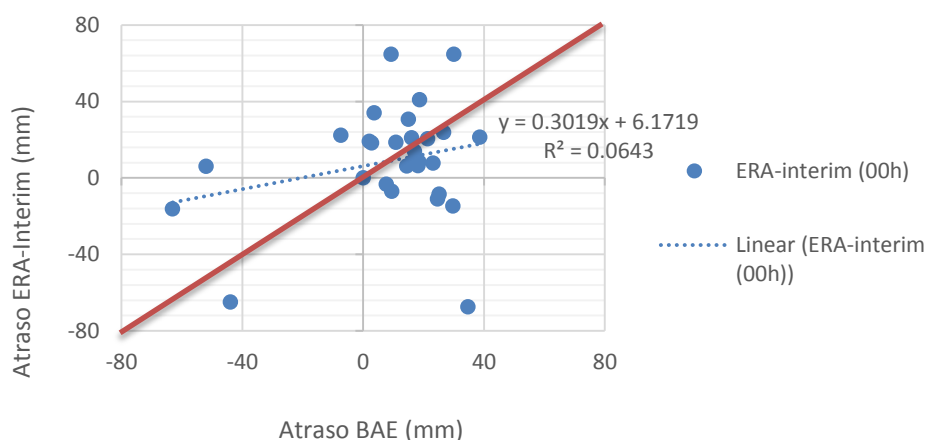


Figura 17 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso estimado pelo modelo de reanálise ERA-Interim.

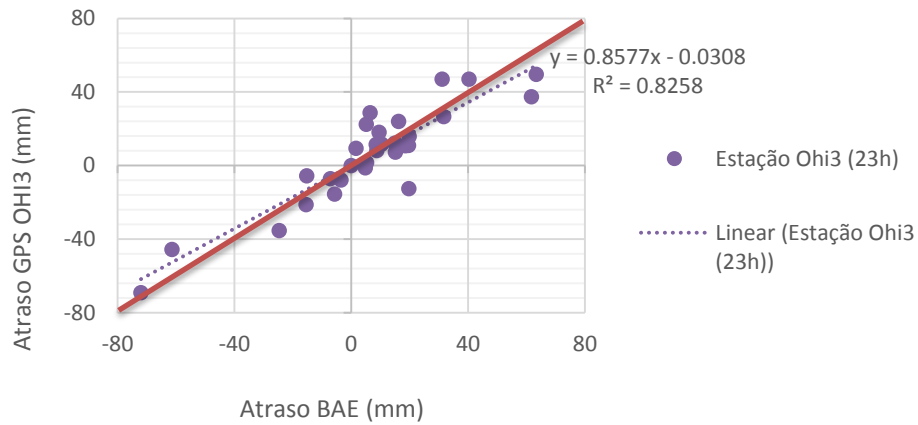


Figura 18 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso obtido através da estação GPS da IGS em O'Higgins.

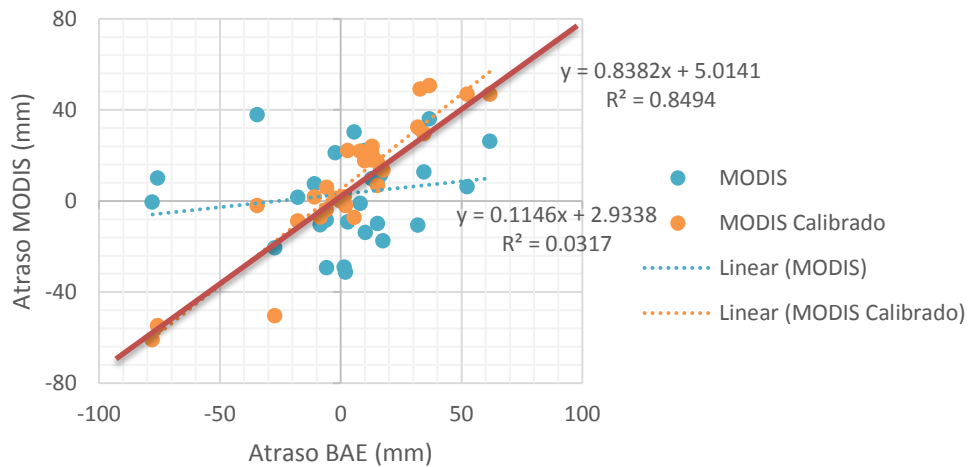


Figura 19 – Regressão entre o atraso obtido pelo recetor instalado na base Espanhola e o atraso estimado pelo sensor MODIS.

Capítulo 4

Mitigação dos artefactos atmosféricos em InSAR e monitorização DGPS do glaciar rochoso de Hurd

4.1. Imagens SAR e interferogramas

Foi utilizado um conjunto de 15 imagens SAR adquiridas a bordo do satélite TERRASAR-X, tendo oito destas imagens sido adquiridas na passagem ascendente e as restantes sete na passagem descendente. O conjunto de imagens cobre a península de Hurd na ilha de Livingston, e foi adquirido durante o verão austral, mais concretamente entre 2 de janeiro e 21 de março de 2014. A escolha das *master* foi feita de forma a minimizar a distância perpendicular e temporal entre aquisições. Foi escolhido o dia 5 de fevereiro de 2014, na passagem descendente, e o dia 4 de fevereiro de 2014, na passagem ascendente. As imagens para cada traço e as respetivas linha de base perpendicular e temporal estão indicadas nas Tabelas 7 e 8. No decorrer do projeto constatou-se que devem ser também considerados os valores de PWV para a série temporal em estudo, na escolha do dia da imagem de referência (*master*). Isto porque, caso o dia escolhido para a imagem de referência possua uma diferença considerável de PWV em relação aos restantes dias da série temporal, irá, consequentemente, apresentar um atraso maior. Assim, será relevante escolher de preferência, um dia para a imagem de referência que possua valores de vapor de água na atmosfera dentro da média.

Tabela 7 – Indicação da data de aquisição, linha de base perpendicular e temporal das imagens da passagem descendente.

Passagem descendente		
Data de aquisição	Linha de base perpendicular (m)	Intervalo de tempo (dias)
3-Jan-2014	-169	-33
14-Jan-2014	-144	-22
25-Jan-2014	40	-11
5-Fev-2014	0	0
16-Fev-2014	-109	11
27-Fev-2014	-66	22
21-Mar-2014	56	44

Tabela 8 – Indicação da data de aquisição, linha de base perpendicular e temporal das imagens da passagem ascendente.

Passagem ascendente		
Data de aquisição	Linha de base perpendicular (m)	Intervalo de tempo (dias)
2-Jan-2014	-189	-33
13-Jan-2014	-196	-22
24-Jan-2014	-70	-11
4-Fev-2014	0	0
15-Fev-2014	-69	11
26-Fev-2014	-75	22
9-Mar-2014	-194	33
20-Mar-2014	-48	44

A partir destas imagens foram gerados 13 interferogramas: 6 na passagem descendente e 7 na passagem ascendente, foi utilizado para a geração dos interferogramas o *software* DORIS (*Delft Object-oriented RADAR Interferometric Software*), desenvolvido pela Universidade Técnica de Delft [Kamps, 2006]. No processamento dos interferogramas, foi utilizado um MDT (construído a partir do mapa topográfico 1:25000 do Exército Espanhol) de forma a minimizar os efeitos topográficos provocados pela curvatura terrestre. Por fim, foi utilizada a técnica dos *Persistent Scatterers*, através do *software* STAMPS [Hooper et al., 2004], para estimar as taxas de deslocamento.

4.2. Remoção dos artefactos atmosféricos aos interferogramas

Após a obtenção do atraso troposférico mapeado numa imagem com as mesmas dimensões dos interferogramas, as novas imagens foram projetadas na vista do satélite (LOS), usando um ângulo de incidência de 23° , e reamostradas para a resolução espacial dos interferogramas (3m). Desta forma, foram gerados os mapas de fase do atraso troposférico que foi posteriormente removido dos interferogramas já gerados. Foi utilizado, ainda, um MDT como uma máscara para remover as áreas de mar. Antes de se prosseguir para o processamento no StaMPS foi efetuada uma primeira seleção dos píxeis candidatos a *Persistent Scatterers*, onde foram apenas selecionados aqueles píxeis cujo índice de dispersão de amplitude fosse igual ou inferior a 0.4. Por último foi aplicada a técnica dos *Persistent Scatterers* de Hooper et al., [2004]. Este procedimento foi repetido para cada uma das abordagens de mitigação do vapor de água, assim como para cada traço ascendente e descendente do satélite, originando no final 6 conjuntos diferentes de interferogramas aos quais foi removida a contribuição da atmosfera. Os resultados da aplicação da técnica dos PS-InSAR a cada um destes interferogramas foram comparados com os resultados da abordagem clássica PS-InSAR sem remoção prévia da contribuição da atmosfera. O esquema apresentado na Figura 20 expõe, de forma resumida, todo o procedimento desde o *download* das estimativas iniciais até à remoção da contribuição da atmosfera aos interferogramas para cada uma das abordagens. Na Tabela 9 é apresentada uma síntese comparativa entre algumas características das três fontes de dados atmosféricos utilizados neste estudo. Em relação à resolução espacial, o sensor MODIS (em modo infravermelho próximo) é aquele que consegue um maior detalhe nas estimativas fornecidas de PWV, acabando, por outro lado, por não ser tão vantajoso do ponto de vista da resolução temporal. Mesmo assim, na latitude em que se encontra localizado este estudo (por ser próximo do polo), o sensor MODIS consegue garantir, pelo menos, duas estimativas por dia. A sua grande desvantagem face aos outros dois métodos está associada à sua elevada sensibilidade perante a presença de nuvens. Como mostrado anteriormente (secção 3.4) este é um fator que degrada, consideravelmente, as estimativas de PWV, sendo indispensável efetuar uma calibração das mesmas. Deste modo estas estimativas apenas devem ser utilizadas caso existam dados de PWV precisos que permitam efetuar uma calibração.

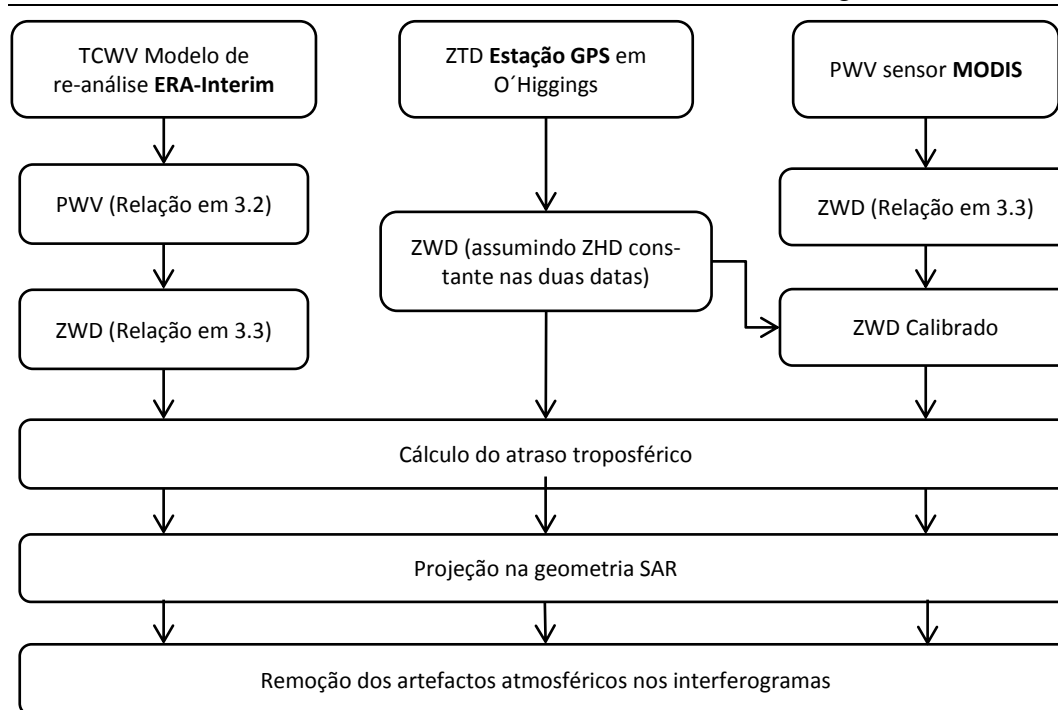


Figura 20 – Procedimentos gerais da mitigação do atraso troposférico em cada uma das abordagens.

As estimativas obtidas a partir do modelo de reanálise ERA-Interim permitem uma resolução espacial média e a sua resolução temporal, mesmo não sendo a melhor, consegue superar a do sensor MODIS. Para além disso, as suas estimativas não são diretamente afetadas pela presença de nuvens. Do ponto de vista da cobertura, tanto o modelo ERA-Interim como o sensor MODIS são os mais flexíveis, pois permitem recolher dados de praticamente qualquer ponto do planeta, porém com uma resolução temporal muito inferior ao GPS.

Tabela 9 – Comparação de características entre as três fontes de dados utilizadas.

	PWV ERA-Interim	ZTD - Estação GPS da IGS	MODIS near-IR PWV
Cobertura	Global	Regional/Local	Global
Permite uma cobertura do local exato de estudo	Sim	Não	Sim
Resolução espacial	0.125°	--	1 km x 1 km
Resolução temporal	Dados de análise de 6 em 6 horas para cada dia	De 5 minutos em 5 minutos de forma contínua todos os dias	1 a 2 dias, podendo ter dados até 4 vezes por dia, consoante as latitudes
Sensibilidade à presença de nuvens	Não	Não	Sim

A maior condicionante na utilização de dados GPS (de um recetor ou de uma estação da IGS) é a sua cobertura regional e dependência da rede de estações existentes tornando-se, em alguns casos, difícil conseguir uma cobertura exata do local de estudo, tal como acontece neste estudo. Nos casos em que uma estação IGS consiga cobrir a área de estudo, ou se existir disponibilidade das estações mais próximas, é o método que permite resultados mais fiáveis e com uma resolução temporal que mais nenhum outro método consegue atingir. Neste caso, e como foi demonstrado na secção 3.5, mesmo distante o GPS (estação IGS) mantém-se próximo dos valores observados por um recetor GPS no local.

4.3. Monitorização GPS do glaciar rochoso de Hurd

A análise de observações GPS é uma das mais importantes técnicas utilizadas na monitorização de deformações à superfície da Terra, pois permite determinar deslocamentos nas três componentes do referencial com elevada precisão. Desde 2011 que a superfície do glaciar rochoso de Hurd, localizado a sul da península de Hurd, tem vindo a ser anualmente monitorizada por DGPS, *Differential Global Positioning System*. Durante a campanha Antártica de 2009 começaram a ser instaladas as primeiras estacas no glaciar rochoso de Hurd, com o objetivo de medir as deformações acumuladas na superfície por deformação do *permafrost*, termocarso e por solifluxão [Vieira, 2014]. Distribuídas por vários locais do glaciar rochoso de forma a representar os locais com maiores deformações, foram enterradas no solo a cerca de 20 cm de profundidade 6 estacas de ferro e 31 de madeira. Durante as campanhas Antárticas Portuguesas, realizadas durante o período de verão austral, tem sido feita a monitorização das estacas com DGPS em modo RTK (*Real Time Kinematics*). Com esta técnica é possível obter uma exatidão posicional centimétrica. Os resultados da campanha deste ano, na qual participei, e dos dois últimos anos, vão ser no desenrolar deste trabalho comparados com os resultados obtidos através da técnica dos PS-InSAR.

4.3.1. Procedimento de campo

A base GPS (referência) é instalada num ponto fixo de coordenadas conhecidas, instalado em 2009, num afloramento rochoso estável e com boa visibilidade para o

glaciar rochoso (ver localização indicada na Figura 21b). O bastão (recetor móvel ou *rover*) é assente no solo, junto à estaca do seu lado esquerdo, quando o operador se encontra virado para a base da vertente. Cada estaca é monitorizada durante 30 segundos em modo RTK. Na Figura 21a encontra-se destacado um pormenor do aspeto de uma das estacas instaladas na frente do glaciar rochoso e a Figura 22 apresenta a distribuição das 37 estacas instaladas ao longo do corpo do glaciar rochoso. Os pontos representados como “ref” indicam a localização da base DGPS e de um ponto de referência junto ao parafuso utilizado como base. A Figura 3, fotografada no topo do glaciar rochoso durante a última campanha Antártica, permite uma visão do corpo do glaciar rochoso.

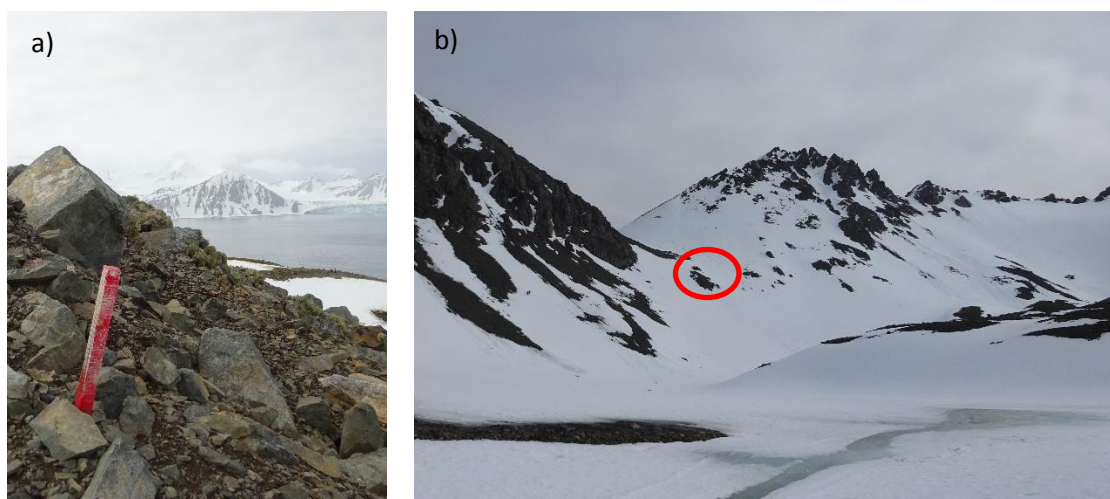


Figura 21 – Na figura a) é visível uma das estacas na frente do glaciar rochoso, enquanto na figura b) encontra-se a localização da base DGPS indicada pelo círculo e frente do glaciar rochoso.

4.3.2. Análise dos deslocamentos ocorridos entre 2011 e 2015

Com a série temporal de observações DGPS obtidas durante as campanhas, é possível analisar e comparar os movimentos que têm vindo a ocorrer no glaciar rochoso de Hurd durante os últimos 4 anos. Os movimentos indicados correspondem sempre ao período de cerca de um ano. As medições têm sido realizadas entre finais de janeiro e princípios de fevereiro, dependendo da logística de cada campanha.

Na Figura 23 encontram-se representados os deslocamentos observados, considerando apenas a **componente horizontal do movimento**. Os deslocamentos são apresentados por uma seta que mostra o deslocamento e a direção do movimento para cada estaca

instalada no glaciário rochoso. Nem todos os pontos se encontram representados em todos os anos, pois algumas estacas apenas foram colocadas posteriormente, devido a falhas no trabalho de campo (eventualmente alguma estaca que não foi encontrada ou que ficou esquecida). Da sua observação é notório que a taxa de deformação horizontal aumentou em 2014/2015 de forma geral em todo o glaciário rochoso.

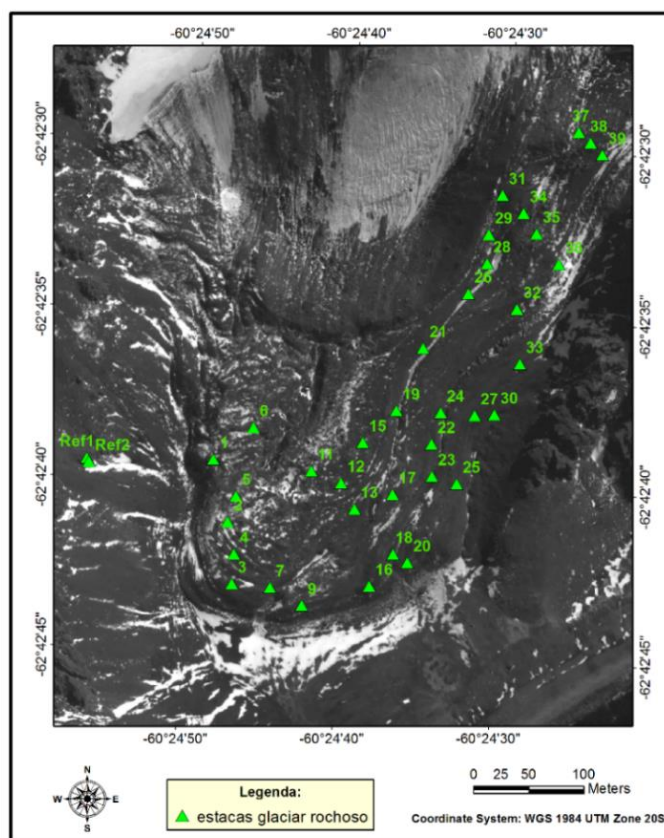


Figura 22 – Localização e distribuição das estacas instaladas no glaciário rochoso de Hurd.

Nas imagens das Figuras 22 e 23 é possível identificar grupos de estacas em determinadas áreas do glaciário rochoso (frente, meio e topo). Seguidamente, é apresentada uma breve análise do movimento ocorrido entre 2011 e 2015, nestas áreas, a partir da análise das imagens apresentadas na Figura 23. De forma a compreender melhor as alterações na direção e na magnitude do movimento horizontal pode ser consultada a Figura 24, na qual foram sobrepostas as estacas.

Na frente do glaciário rochoso:

- De uma forma geral, os deslocamentos horizontais nesta área são inferiores, comparativamente com outras áreas do glaciário rochoso. No entanto, no período

entre 2014 e 2015 foram detetados deslocamentos horizontais superiores, em comparação com o que tinha sido detetado em todos os outros anos nesta área.

- O ponto 9 foi aquele onde o movimento horizontal foi mais elevado, de cerca de 25 cm/ano, entre 2014 e 2015.
- As direcções do movimento têm sofrido ligeiras alterações mas a tendência têm-se mantido aproximadamente semelhante.

No centro do glaciar rochoso:

- O movimento horizontal, mais uma vez entre 2014 e 2015, registou um aumento generalizado do deslocamento.
- É nesta área onde se localiza o ponto que sofreu o deslocamento máximo entre 2014 e 2015, de cerca de 31 cm nesse ano.
- Relativamente às direcções do movimento, tal como acontece na frente do glaciar rochoso, têm sido verificadas ligeiras alterações em algumas estacas, contudo mantendo a tendência.

No topo do glaciar rochoso:

- Os 3 pontos mais elevados (37, 38 e 39) apresentam-se relativamente estáveis, mesmo com um ligeiro aumento do deslocamento horizontal entre 2014 e 2015.
- No topo do glaciar rochoso foi onde menos se destaca a tendência de aumento durante o último período em análise (2014/2015). Neste caso, o movimento, em particular em algumas estacas localizadas na parte noroeste, chegou a diminuir. Isto aconteceu, por exemplo com o ponto 31, no qual se verificaram deslocamentos máximos em 2011/2012, em 2012/2013 e em 2013/2014, de cerca de 23 cm a 31 cm por ano. Mais recentemente (2014/2015), o valor da sua deformação na componente horizontal diminuiu para cerca de 15 cm/ano e apresentou uma ligeira alteração da direcção do movimento.

Em suma, e tal como está descrito acima, no intervalo de tempo entre 2014 e 2015, na maioria das estacas, foram detetados deslocamentos horizontais superiores a todos os outros anos analisados. Foi na frente do glaciar rochoso que ocorreu o maior aumento generalizado dos deslocamentos horizontais na época de 2014 e 2015, em comparação com as outras áreas do glaciar rochoso. Porém estas conclusões só poderão ser retiradas

com uma maior certeza com as medições da próxima campanha (2015/2016). As direções do movimento têm sofrido ligeiras alterações em algumas estacas. No entanto, de forma geral, a tendência têm-se mantido semelhante.

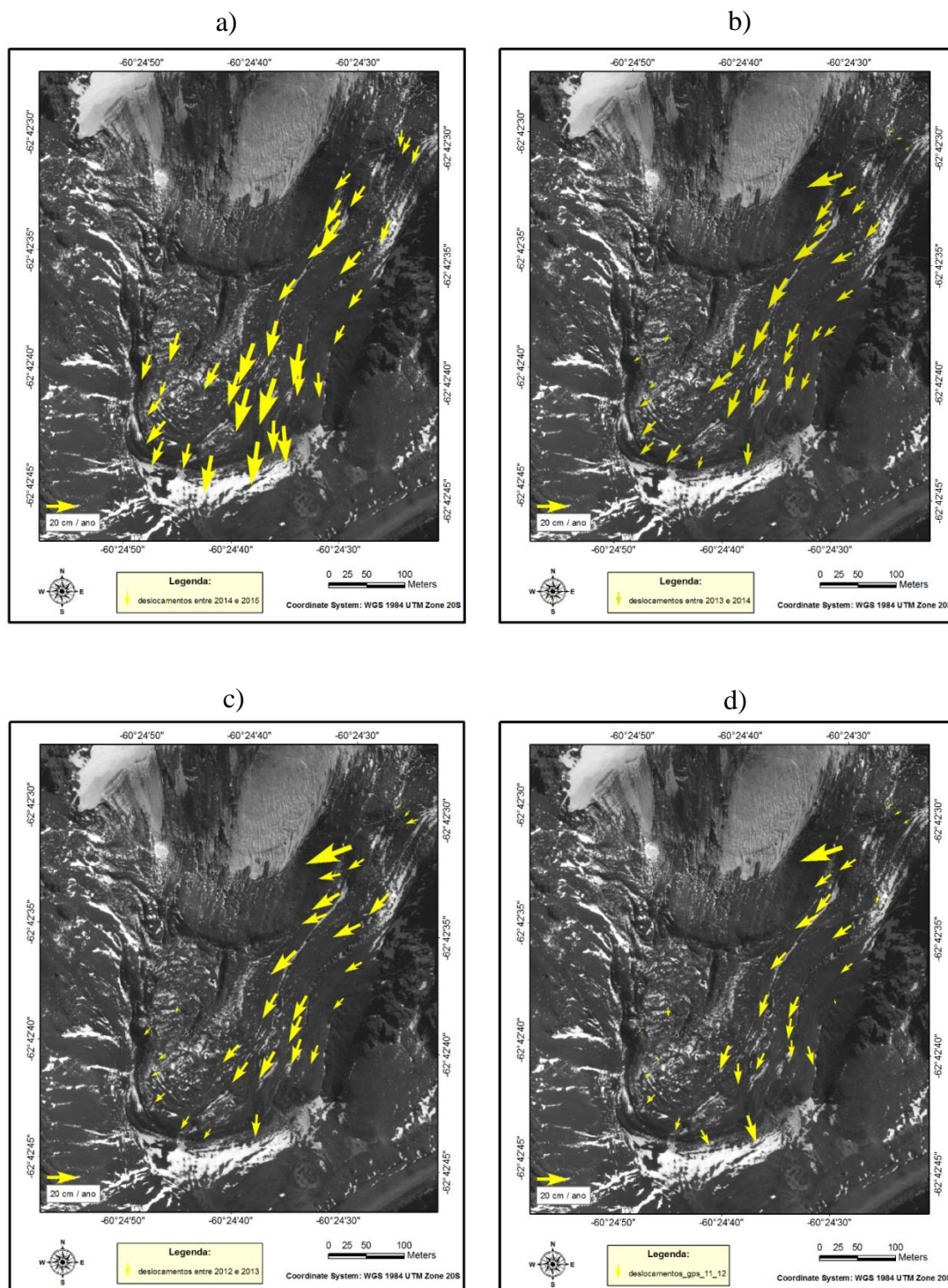


Figura 23 – Deslocamentos horizontais ocorridos no glaciário rochoso: a) entre 2014 e 2015; b) entre 2013 e 2014; c) entre 2012 e 2013; d) entre 2011 e 2012. As setas indicam o movimento e a orientação desse movimento incluindo apenas as componentes x e y.

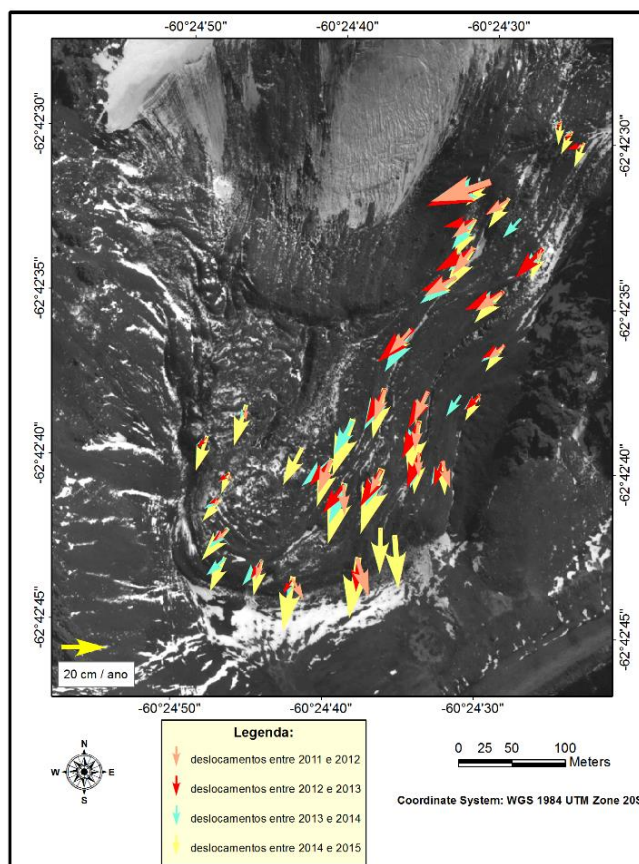


Figura 24 – Sobreposição das setas, de forma a facilitar a comparação entre o movimento horizontal e orientação do mesmo ao longo dos anos em estudo.

De forma a compreender como se comporta o movimento de cada uma das componentes (M, P e H) ao longo do tempo, foram mapeados gráficos para algumas estacas e para cada uma das componentes no glaciar rochoso. Cada gráfico apresenta a evolução do movimento de cada componente, respetivamente, M, P e H (em coordenadas UTM) ao longo dos 5 anos em estudo para alguns pontos (estacas), instaladas em locais distintos do glaciar rochoso. A título de exemplo, apenas são apresentados os gráficos para 3 pontos, localizados em cada uma das partes do glaciar rochoso (frente, meio e topo). Ainda assim as conclusões apresentadas incluem uma análise geral para cada componente do movimento. Nas Figuras 25 a 27 encontram-se os gráficos correspondentes ao ponto 9, localizado na frente do glaciar rochoso. Nas Figuras 28 a 30 os gráficos relativos ao ponto 17 a meio do glaciar rochoso e nas Figuras de 31 a 33 os gráficos correspondentes ao ponto 31 no topo no glaciar rochoso de Hurd.

Na maioria das estacas instaladas no glaciar rochoso de Hurd, o movimento na componente H é o que se apresenta menos linear ao longo dos anos, em comparação com as restantes componentes. Foi nas estacas localizadas na frente do glaciar que a componente H apresentou um movimento mais irregular (apenas um ponto consegue apresentar um $R^2 > 0.90$). O ponto 9 foi um dos que se apresentou menos linear, tal como pode ser observado pela análise do gráfico da Figura 27. Por outro lado, no topo do glaciar rochoso apresenta um comportamento linear na componente altimétrica, em praticamente todas as estacas ($R^2 > 0.90$ em todos os pontos exceto nos pontos 37 e 39, com valores ligeiramente mais baixos).

O movimento nas componentes planimétricas (M e P) apresenta-se relativamente mais linear do que a componente altimétrica (H). Na frente do glaciar rochoso, ao contrário da componente H, a componente M do movimento apresenta um comportamento linear, apenas o ponto 9 apresenta um movimento não linear ao longo do tempo, tal como pode ser observado no gráfico da Figura 26. No centro, apenas dois pontos (o 16 e 20), que se encontram na lateral / meio do glaciar rochoso, apresentam um comportamento irregular na componente M ao longo do tempo, com um valor de R^2 igual a 0.0094 e 0.129, respetivamente. Por outro lado no topo do glaciar rochoso a componente x do movimento é completamente linear ($R^2 > 0.92$ em todos os pontos).

A componente norte-sul é a que apresenta uma maior regularidade no tempo, para todos os pontos. Na frente do glaciar rochoso é onde o movimento na componente norte-sul apresenta maior linearidade com o tempo, na maioria dos pontos, exceto as estacas 2 e 9. O ponto 11, no centro do glaciar rochoso, foi o que se apresentou menos linear na componente P. Os pontos 37, 38 e 39, no topo do glaciar rochoso apresentam um movimento um pouco menos linear ao longo dos anos. Exceto estes, todos os outros apresentam um movimento linear na componente norte-sul no topo do glaciar rochoso.

Por fim, a conclusão geral a retirar é que embora não apresente uma velocidade de deformação linear em todos os pontos e componentes, de forma geral, e na maioria das estacas o glaciar rochoso tem apresentado uma tendência linear no seu movimento ao longo dos anos em estudo.

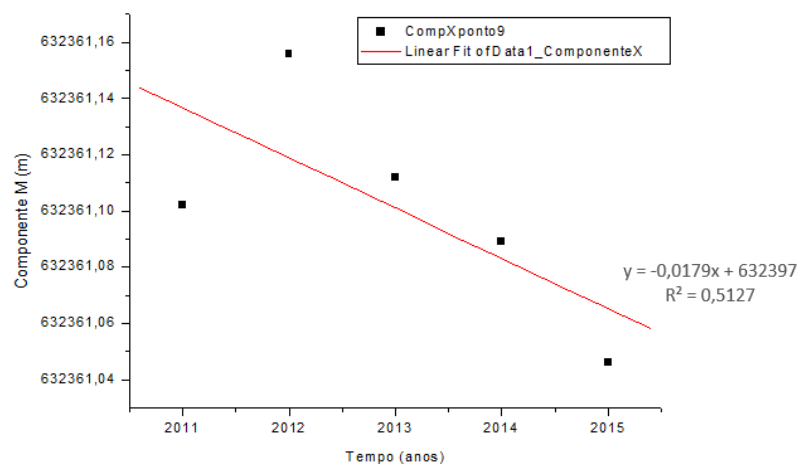


Figura 25 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.

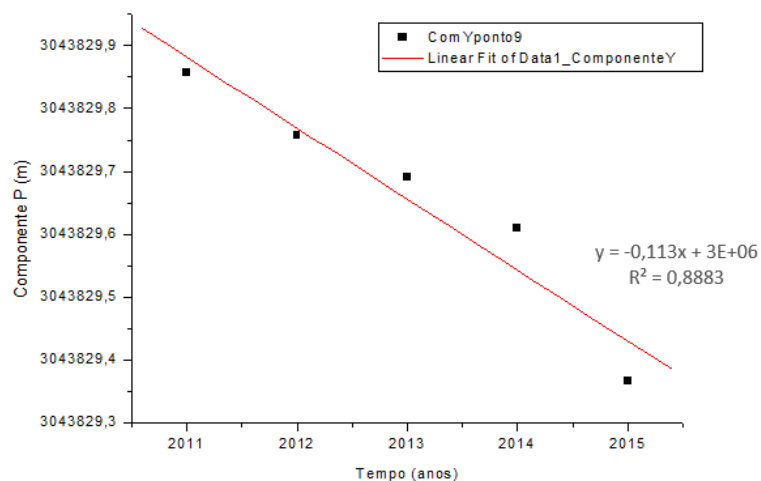


Figura 26 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.

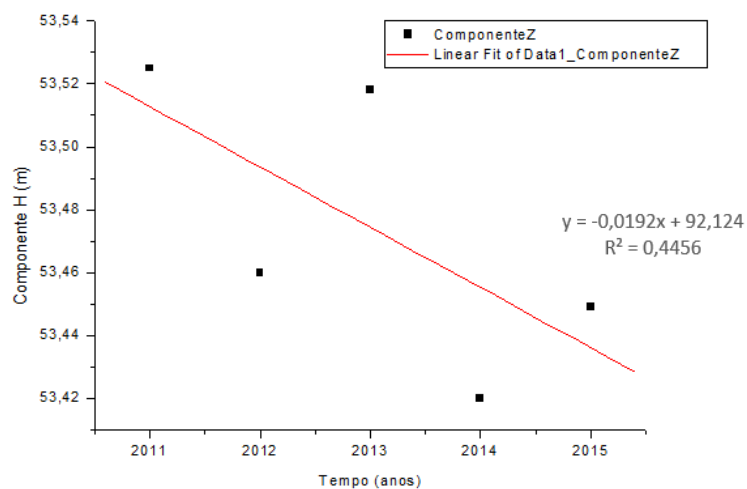


Figura 27 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 9, na frente do glaciar rochoso.

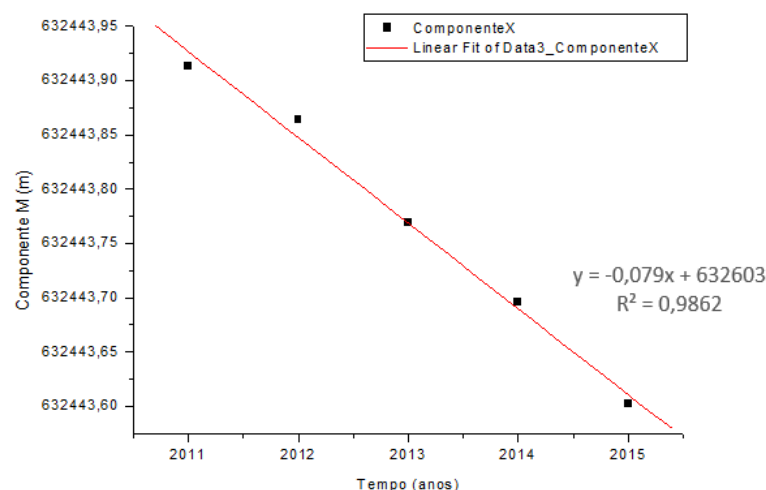


Figura 28 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.

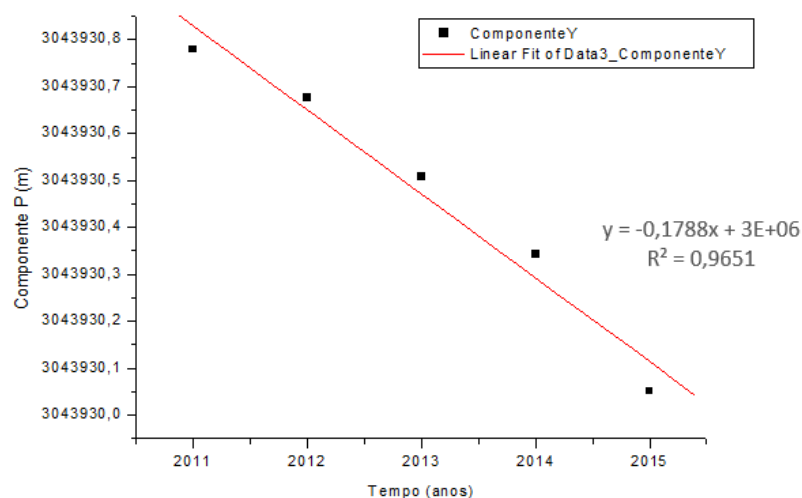


Figura 29 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.

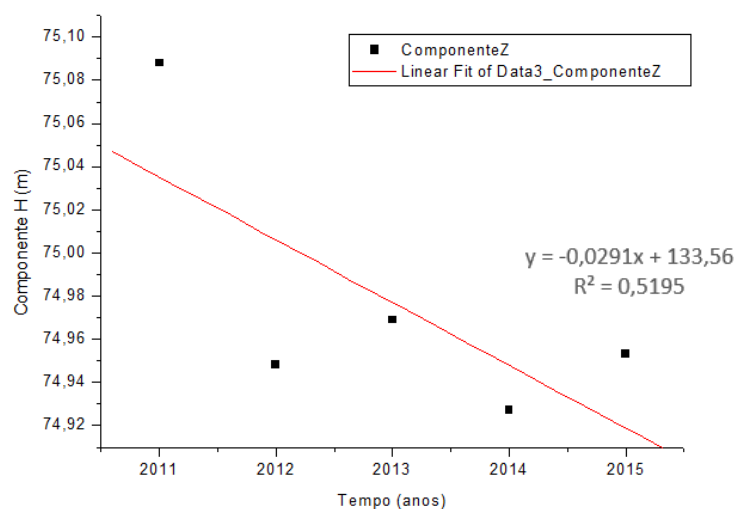


Figura 30 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 17, no centro do glaciar rochoso.

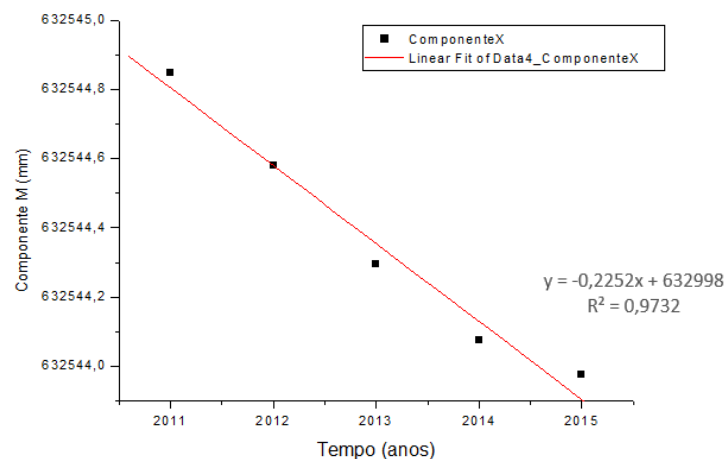


Figura 31 – Evolução temporal da componente x do movimento no ponto 31, no topo do glaciário rochoso.

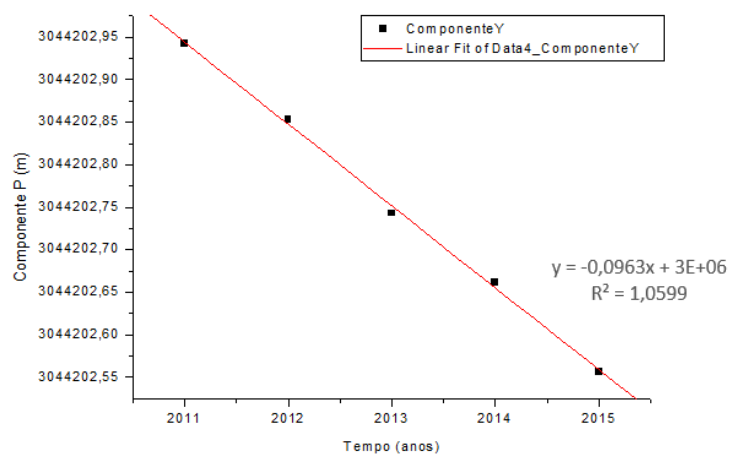


Figura 32 – Evolução temporal da componente y do movimento no ponto 31, no topo do glaciário rochoso.

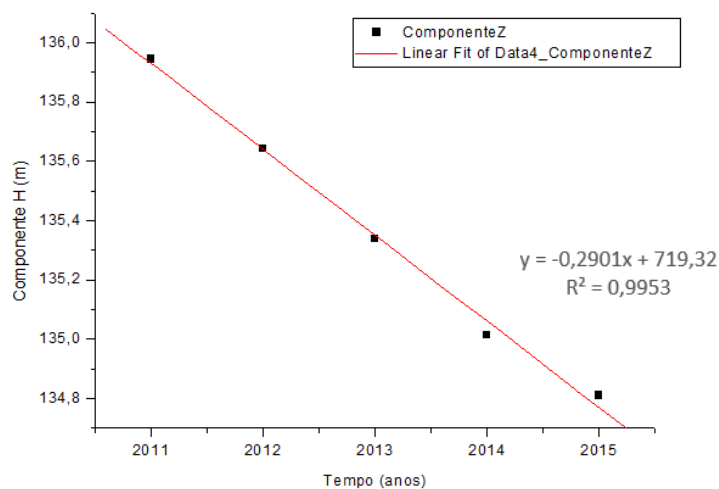


Figura 33 – Evolução temporal da componente z do movimento no ponto 31, no topo do glaciário rochoso.

4.3.3. Projecção na vista do satélite

A monitorização da deformação do terreno a partir de observações GPS permite obter a deformação segundo as três componentes do movimento (Norte, Este e vertical). Em contraste através da técnica PS-InSAR, a deformação do terreno é dada apenas segundo uma direção, a direção da visada do satélite, vulgarmente designada por LOS (*Line-Of-Sight*). Desta forma, não é possível obter a componente do movimento em cada uma das direções tal como acontece com observações GPS. Deste modo, de forma a permitir efetuar uma comparação entre os deslocamentos obtidos através das duas técnicas, é necessário proceder-se a uma adaptação dos dados. Optou-se por projetar os deslocamentos obtidos por GPS na vista do satélite.

A componente do movimento na linha de vista do satélite, ao longo das direções W-E, S-N e vertical, pode ser determinada através da seguinte fórmula [Catalão et al., 2011]:

$$\begin{cases} u_E = \sin \vartheta \sin \left(\alpha - \frac{\pi}{2} \right) \\ u_N = \sin \vartheta \cos \left(\alpha - \frac{\pi}{2} \right) \\ u_Z = \cos \vartheta \end{cases} \quad (4.1)$$

onde, ϑ corresponde ao ângulo de incidência do radar e α o ângulo azimutal do satélite (para os traços respetivos, ascendente e descendente). Por fim a velocidade de deslocamento na linha de vista do satélite pode ser estimada através da seguinte expressão:

$$v_{LOS} = v_E u_E + v_N u_N + v_Z u_Z \quad (4.2)$$

onde, v_E , v_N e v_Z correspondem às componentes ao longo das direções W-E, S-N e vertical de cada observação DGPS. Como exemplo, a velocidade GPS do ponto 9 (entre 2013 e 2014) projetada na linha de vista do satélite TRX na sua passagem ascendente tem o valor de 58 mm e na sua passagem descendente tem o valor de 80 mm.

Capítulo 5

Análise e interpretação dos resultados

5.1. Resultados do PS-InSAR com e sem remoção dos efeitos atmosféricos

Em primeiro lugar, na interpretação dos resultados deve ter-se em conta que os deslocamentos obtidos a partir da técnica dos *Persistent Scatterers* encontram-se sobre uma única direção, na linha de vista do satélite (LOS), nas respetivas passagens ascendente e descendente do satélite. O que quer dizer que, com esta técnica, os deslocamentos obtidos resultam da combinação dos deslocamentos verticais e horizontais do terreno. Por este motivo, apenas é possível distinguir se um determinado deslocamento é provocado por um movimento vertical ou horizontal se forem combinados resultados das passagens ascendente e descendente [Duro, 2013]. É relevante notar ainda que, nesta técnica, a componente vertical é obtida com maior precisão relativamente à horizontal, o que torna esta técnica um instrumento de grande importância, em particular na deteção da deformação vertical do terreno [Catita, 2009]. Na passagem ascendente, o satélite efetua um movimento de sul para norte e o sensor aponta no sentido este, enquanto no traço descendente, o satélite efetua um movimento de norte para sul com uma vista no sentido oeste. A Figura 34 representa de forma esquemática estas noções essenciais para a compreensão dos resultados obtidos. Deste modo, na passagem ascendente o sinal positivo da velocidade indica que ocorreu um

movimento na direção de aproximação do satélite (ou seja, um movimento do terreno na direção oeste) e o sinal negativo revela um movimento na direção de afastamento do satélite (movimento do terreno na direção este). Na passagem descendente, a interpretação deve ser feita de forma contrária.

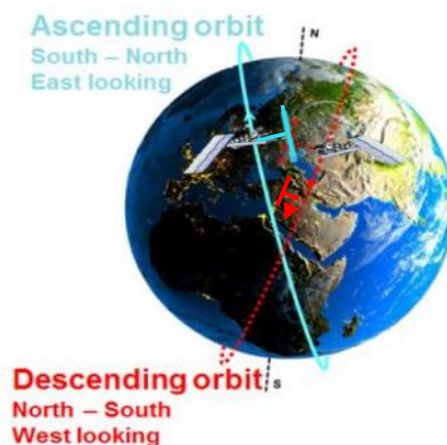


Figura 34 – Representação dos traços ascendente e descendente do satélite. Adaptado de Duro [2013].

Após o processamento no *software* STAMPS estar concluído, foram gerados mapas com informação relativa à taxa de deformação anual para cada *Persistent Scatterer* identificado, tendo resultado no total oito mapas de deformação. Para cada traço, foi assim gerado um mapa de deformação correspondente à abordagem PS-InSAR clássica, ou seja sem remoção extra dos artefactos atmosféricos. Os restantes mapas correspondem a cada uma das abordagens testadas na mitigação do atraso troposférico, ou seja, com dados do modelo de reanálise ERA-Interim, de uma estação GPS (em O'Higgins) e do sensor MODIS, para os respetivos traços ascendente e descendente.

Embora apenas existam interferogramas durante os meses de janeiro, fevereiro e março (correspondentes ao período de verão austral), o próprio *software* faz uma estimativa anual com base na velocidade de deslocamento detetada durante os três meses em estudo. Assumindo que apenas ocorre deformação durante o período de verão coberto pelos interferogramas (devido ao descongelamento do solo), a velocidade anual foi convertida em deslocamento em três meses. As imagens representadas nas Figuras 35 e 36 apresentam uma visão geral dos mapas de deformação para cada abordagem testada e para os traços ascendente e descendente, respetivamente. E cada PS possui informação relativamente ao seu deslocamento durante os três primeiros meses do ano de 2014.

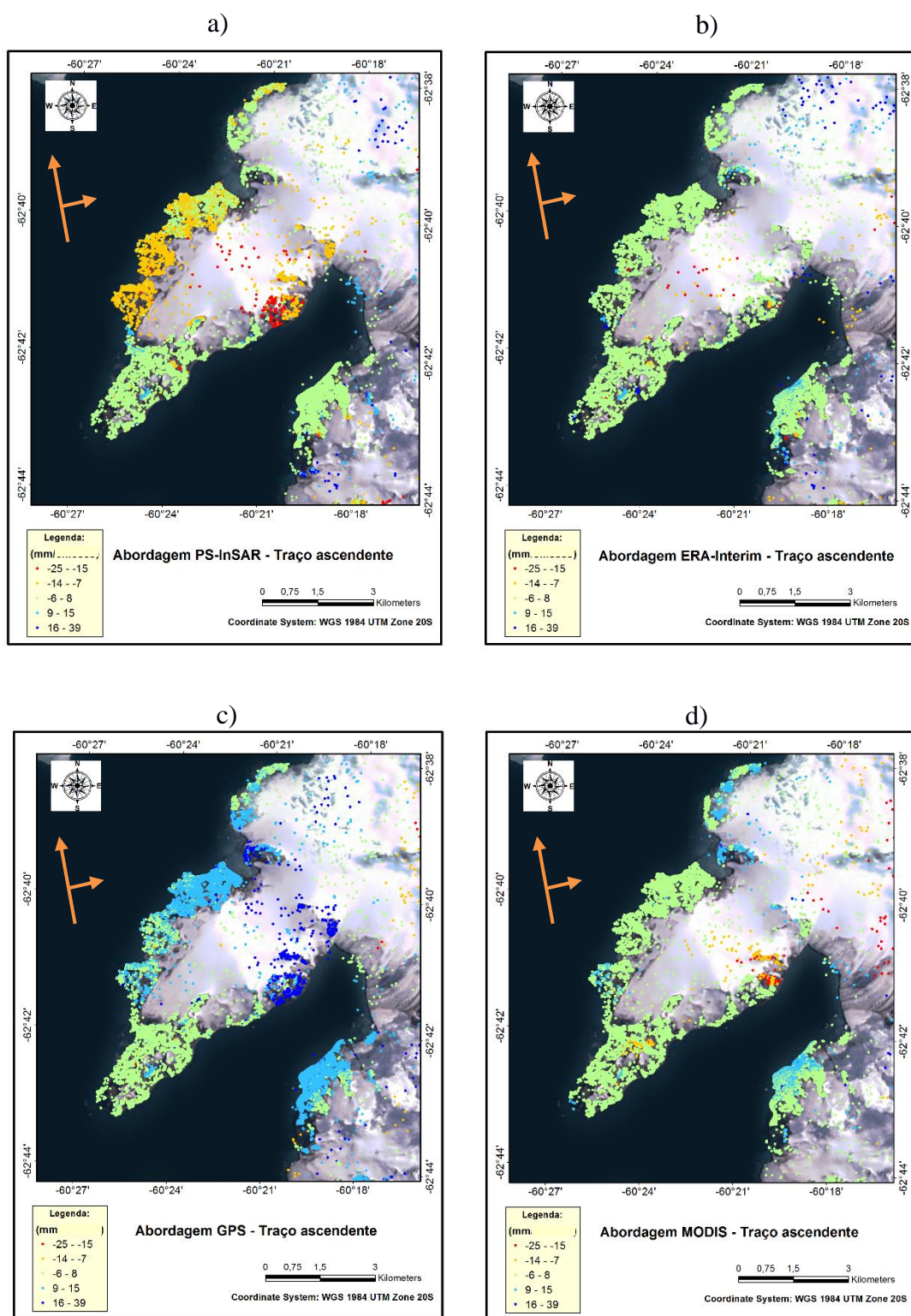


Figura 35 – Resultados do PS-InSAR para a península de Hurd, no traço ascendente: a) PS-InSAR clássico sem remoção extra dos efeitos atmosféricos; e com remoção dos efeitos atmosféricos: b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS.

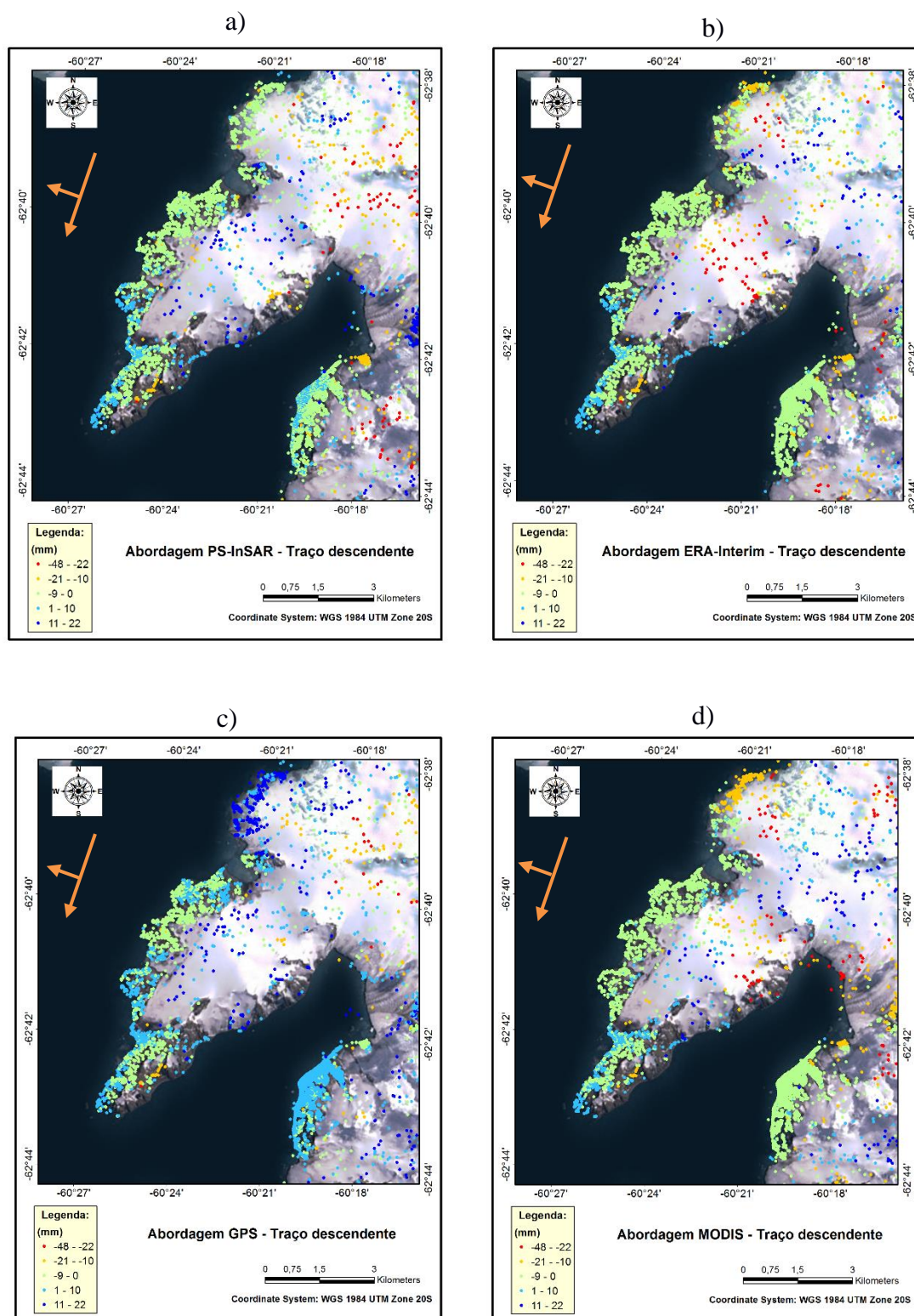


Figura 36 – Resultados do PS-InSAR para a península de Hurd, no traço descendente: a) PS-InSAR clássico sem remoção extra dos efeitos atmosféricos; e com remoção dos efeitos atmosféricos: b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS.

Entre os traços ascendente e descendente é notório, em primeiro lugar, a diferença de PSs identificados entre eles, resultando no traço ascendente uma rede de PSs muito mais densa. O número de PSs detetados (com fase estável) pode ser consultado na Tabela 10 para cada uma das abordagens testadas e passagens do satélite ascendente e descendente. De notar que, no traço ascendente, foi identificado o maior número de PS nas abordagens ERA-Interim e GPS, comparativamente com as restantes. Por outro lado, no traço descendente, estas duas abordagens apresentam menos PSs em comparação com a abordagem PS-InSAR original. Por sua vez quando consideradas estimativas provenientes do sensor MODIS, na atenuação dos efeitos atmosférico, foi identificado um número inferior de PS em relação a todas as outras abordagens, nas duas passagens do satélite.

Tabela 10 – Número de PS detetados pelo STAMPS em cada uma das abordagens e passagens.

	Número de PS detetados	
	Traço ascendente	Traço descendente
PS-InSAR Clásico	21479	8194
ERA-Interim	21500	8116
GPS - IGS	21519	8170
MODIS	20164	7823

Em toda a área da península de Hurd voltada a sul e sudeste, no traço descendente, foi identificado um número muito reduzido de PS. Isto acontece devido à geometria de aquisição das imagens SAR, que provocam zonas de sombra que não conseguem ser “vistas” pelo RADAR, dificultando a interpretação dos resultados nestas áreas e neste traço, provocado pela pouca ou nenhuma informação. Isto é bem visível na área voltada a sul da península de Hurd, como exemplificado em pormenor na Figura 37.

Os PS distribuem-se, como seria espectável, nas zonas não glaciadas. Na neve não é espectável que um píxel apresente estabilidade de fase, mesmo assim foram identificados alguns PSs dispersos sobre os glaciares. Isto pode ter acontecido por ter sido utilizado um número reduzido de imagens, influenciando na estimativa do desvio padrão e, conseqüentemente, na seleção dos píxeis que são PSs. Por este motivo, os PSs dispersos identificados sobre os glaciares e zonas com gelo e neve devem, por isso, ser desprezados.

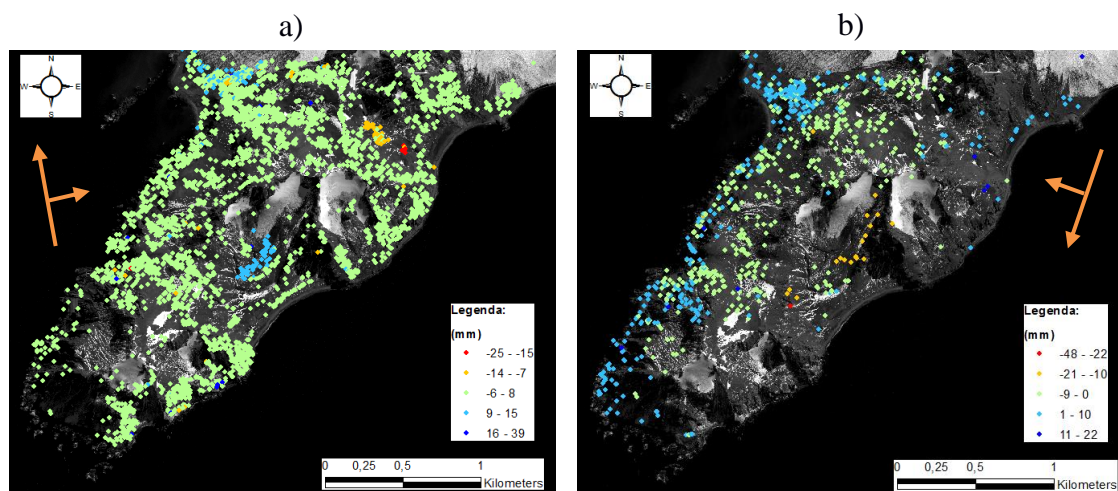


Figura 37 – Pormenor da densidade de PS e zonas de sombra: a) no traço ascendente; b) no traço descendente.

Da observação das imagens da Figura 35, na qual se encontram representados os mapas de deformação para o traço ascendente, é possível notar que, de uma forma geral, foram produzidas alterações com a mitigação do atraso troposférico. As mudanças registadas tanto se verificaram em relação à magnitude da deformação estimada, como também em relação ao sinal do movimento. Entre todas as abordagens foi na mitigação do atraso troposférico com dados de uma estação GPS que foram produzidas as maiores mudanças. Os resultados obtidos, quando utilizadas estimativas provenientes do modelo ERA-Interim e do sensor MODIS, apresentam de uma forma geral, um resultado mais suavizado e com consistência no sinal de deformação, comparativamente com a abordagem PS-InSAR clássica. O mesmo foi verificado relativamente ao traço descendente, apresentado nas imagens da Figura 36. De referir que se deve ter particular cuidado na interpretação das imagens, pois a escala de cor poder levar a retirar conclusões dúbias ou mesmo incorretas.

Um dos exemplos mais evidentes das diferenças verificadas entre as distintas metodologias ocorre junto ao pico Moores (ver localização na Figura 38). Nesta área observou-se, entre as abordagens InSAR clássico e GPS (traço ascendente), uma discrepância no sinal do movimento detetado. Na primeira, foi verificado um movimento negativo, correspondente a uma deslocação na direção de afastamento na vista do satélite, enquanto na segunda abordagem foi detetado um movimento de sinal positivo, ou seja, a ocorrência de um deslocamento de aproximação ao sensor. Isto pode ser verificado nas Figuras 38a) e 38b), respetivamente. No traço descendente, por terem

sido detetados poucos *Persistent Scatterers*, nesta área em particular, é este fenómeno não é tão evidente. Outro exemplo, porém desta vez relativamente à magnitude dos deslocamentos estimados, ocorre na área junto à praia e pico Mackay, como indicado nas imagens da Figura 38. De forma a tentar compreender o que pode ter provocado tais diferenças, é, de seguida, feita uma análise pormenorizada nestas áreas, localizadas na península de Hurd e em parte da ilha de Livingston coberta pelos interferogramas.

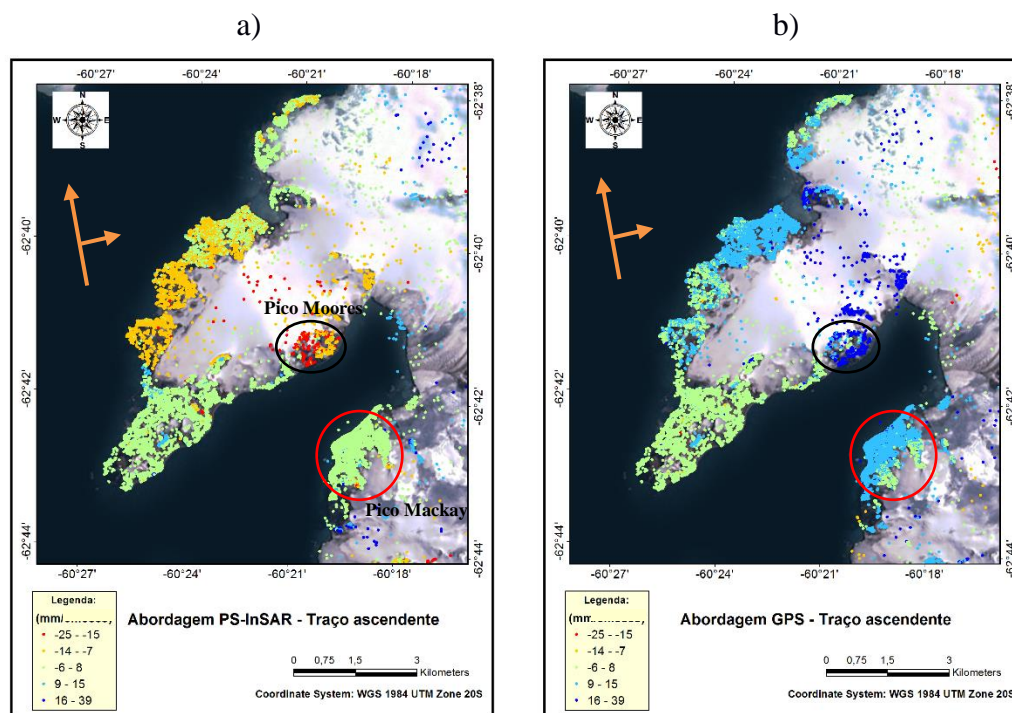


Figura 38 – Pormenor das disparidades existentes no sinal da deformação no pico Moores (assinalado com o círculo a preto) e junto ao pico Mackay (assinalado com um círculo a vermelho) entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem GPS. Traço ascendente.

Na área próxima do pico Moores, localizado na península de Hurd e voltado a sudeste contornada por um círculo a negro na Figura 38a, foram encontrados os maiores deslocamentos em relação a toda a área de estudo. Nesta mesma área, como foi relatado anteriormente, entre as soluções PS-InSAR clássico e GPS foram observadas grandes discrepâncias, pois apresentam um sinal de deformação oposto. Quando se analisam as restantes abordagens (Figura 39), compreende-se que nesta área existem diferenças entre todas as abordagens. Contudo, foi na abordagem de mitigação do atraso troposférico com dados GPS que se verificaram estimativas significativamente diferentes entre todas as metodologias testadas, em grande parte desta área e em Mirador Hill (afloramento rochoso a noroeste de Moores).

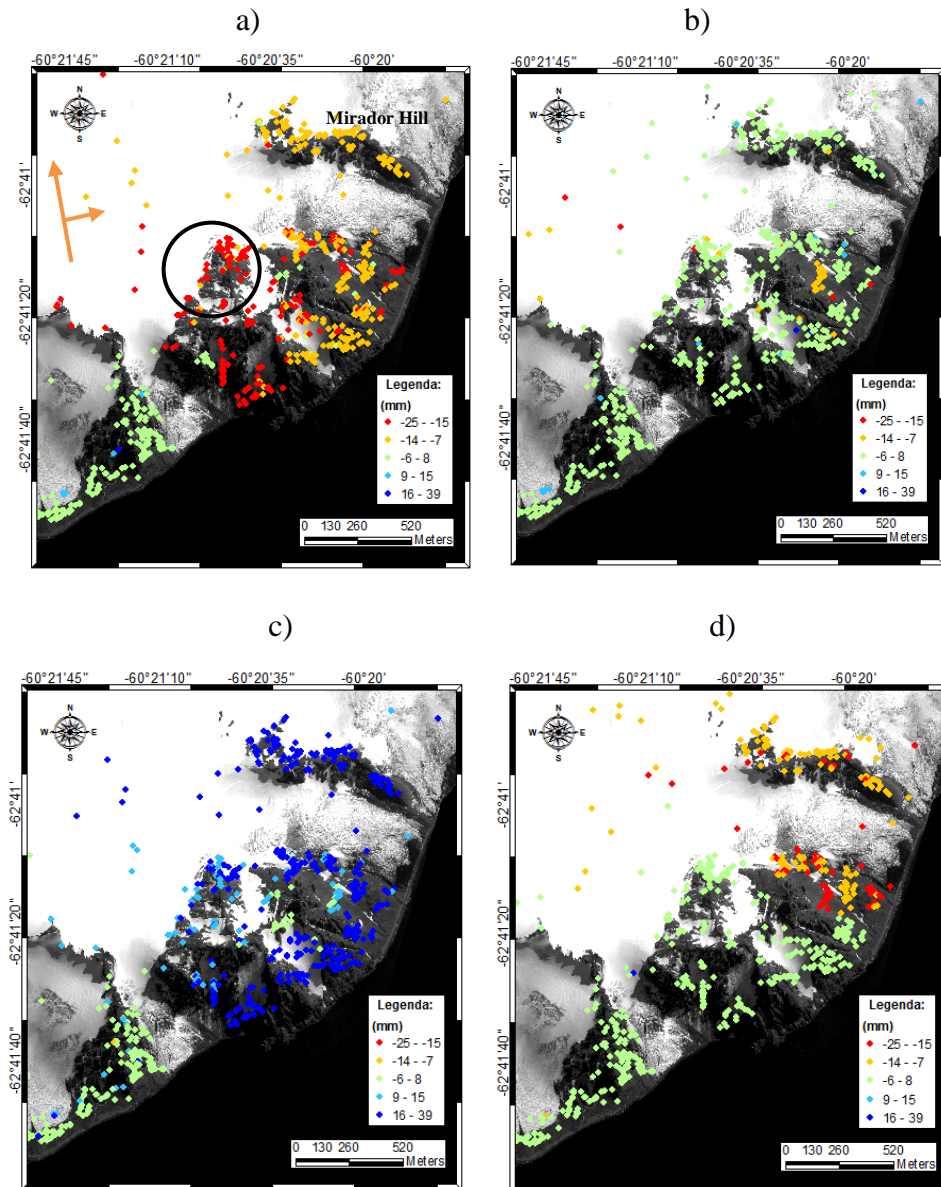


Figura 39 – Pormenor do pico e encosta Moores entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço ascendente.

Da observação desta área em pormenor é possível retirar algumas conclusões. Na abordagem PS-InSAR foram detetados os movimentos mais elevados em toda a península, com sinal negativo, ou seja, correspondendo a um movimento de afastamento na linha de vista do sensor, em praticamente toda a área junto ao pico Moores, assim como na respetiva vertente. Em Mirador Hill, a tendência detetada foi a mesma. Na metodologia ERA-Interim os deslocamentos encontram-se suavizados relativamente ao exposto em 39a), mantendo o sinal do movimento na direção este, e em Mirador Hill foi verificado o mesmo. Relativamente à abordagem GPS, em oposição à PS-InSAR clássica, foram detetados os movimentos mais elevados em toda a península, com sinal

positivo, ou seja, correspondendo a um movimento de aproximação na LOS, portanto na direção oeste. O mesmo se verificou em Mirador Hill. Por sua vez, na abordagem MODIS a parte a sudoeste do pico Moores apresenta-se, tal como verificado na metodologia ERA-Interim, suavizada. Tendo sido detetado um deslocamento com magnitudes baixas e a oscilarem entre valores positivos e negativos. No entanto, na parte da vertente à direita e em Mirador Hill, apresenta-se com uma tendência muito semelhante à observada na técnica PS-InSAR, com sinal negativo e um deslocamento considerável.

Em suma, nesta área em particular foi entre as técnicas PS-InSAR clássico e GPS que foram apresentados os resultados com uma diferença maior. Nas abordagens ERA-Interim e MODIS, os resultados foram mais concordantes, apenas alterando-se por vezes a magnitude dos deslocamentos. O desvio padrão apenas foi inferior na quando utilizados dados do modelo ERA-Interim, tendo sido apresentado um desvio padrão mais elevado quando se utilizaram dados do sensor MODIS.

De forma a efetuar uma análise mais pormenorizada, foi selecionada uma área menor, junto ao pico Moores, e indicada com um círculo na Figura 39a). Foram calculados os parâmetros estatísticos do deslocamento médio estimado, de forma a ajudar na sua compreensão e comparação, para a qual contribuíram cerca de 53 PS (valor dependente da abordagem).

Tabela 11 – Estatística do deslocamento estimado em Pico Moores, traço ascendente.

	Estatística traço ascendente (mm) pico Moores			
	PS-InSAR clássico	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	-16.4	-4.4	14.9	2.7
Desvio padrão	1.4	2.6	1.7	0.8
Valor máximo	-14.4	-2.1	22.5	4.5
Valor mínimo	-21.7	-18.8	-1.2	0.1

Da análise dos resultados contidos na Tabela 11, a partir da média dos deslocamentos em três meses, posso concluir que as metodologias ERA-Interim e MODIS indicaram que esta é uma área relativamente estável, todavia apresentam um tipo de movimento

contrário. Nas abordagens PS-InSAR e GPS foram detetados deslocamentos superiores e, também, com sinais contrários. A solução MODIS é aquela que mostra ter uma menor variabilidade nos valores estimados da deformação, em oposição à abordagem ERA-Interim, como pode ser comprovado pelo desvio padrão mostrado na Tabela 11, verificando-se nesta área, em particular, um resultado oposto ao identificado e descrito para a área alargada do pico e da vertente Moores.

De forma a complementar esta análise, foram elaborados os perfis temporais dos deslocamentos ao longo da série em estudo, para a mesma área acima analisada, os gráficos podem ser visualizados na Figura 40. Estes gráficos poderão ajudar na compreensão do que poderá ter ocorrido ao longo da série temporal.

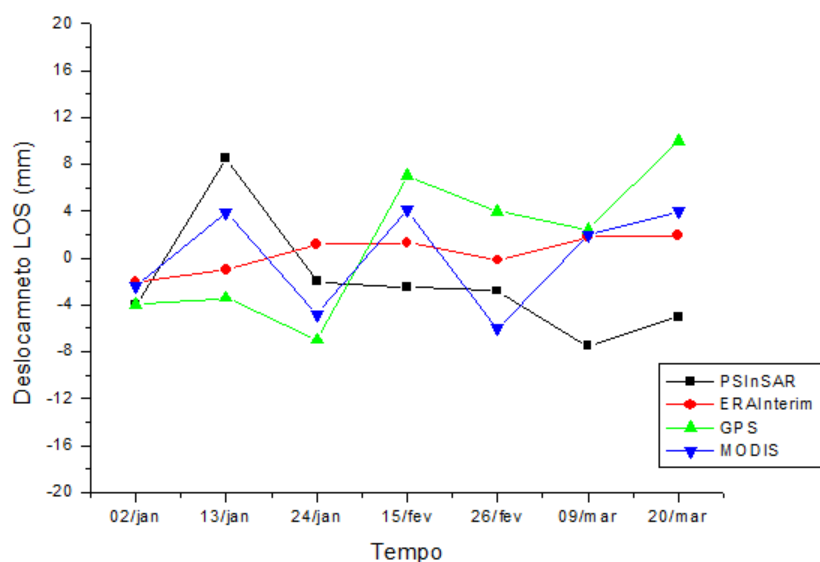


Figura 40 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no pico Moores, para cada uma das abordagens (traço ascendente).

Da observação do gráfico acima (Figura 40), percebe-se que existem algumas oscilações no valor e no sentido dos deslocamentos do terreno entre as várias metodologias testadas. De referir que a maioria das desigualdades estão dentro do erro da medição InSAR (cerca de 4 mm). Na abordagem ERA-Interim confirma-se o já referido anteriormente. Entre 15 e 26 de fevereiro em todas as abordagens foi registada uma inversão no sentido do deslocamento. Entre 13 e 14 de janeiro verificou-se outra inversão acentuada do sentido do deslocamento, na qual apenas com a metodologia ERA-Interim não se confirmou. A abordagem MODIS apresenta sucessivas alterações

no sentido da deslocação, o que também se verificou na metodologia GPS, no entanto, de forma menos acentuada.

Ao analisar-se os resultados relativos ao traço descendente, esperava-se encontrar um resultado coerente relativamente ao detetado no traço ascendente. Apesar de ter resultado numa rede menos densa de PS, foi realizada a mesma análise descrita anteriormente. Na Figura 41 são representados os deslocamentos estimados para cada uma das metodologias seguidas. De notar em primeiro lugar que, mais uma vez, se registaram diferenças óbvias no sinal da deformação, detetadas através da abordagem de atenuação do atraso troposférico com dados GPS.

Da análise dos resultados adquiridos na passagem descendente do satélite, podem ser tiradas algumas primeiras impressões. Neste traço, nas abordagens PS-InSAR e GPS, verificaram-se as mesmas tendências anteriormente descritas, para o traço ascendente. A solução GPS apresenta movimento na direção do afastamento quando todas as outras abordagens revelam um movimento de aproximação na linha de vista do radar. As metodologias ERA-Interim e MODIS apresentaram deslocamentos superiores, relativamente à técnica PS-InSAR sem mitigação extra do atraso troposférico. Excetuando a área junto ao pico Moores (pico mais alto), o STAMPS não conseguiu detetar mais nenhuma área, na vertente do pico Moores e em Mirador Hill, com um agrupamento consistente de PS.

Para a estatística apresentada na Tabela 12, contribuíram cerca de 11 PS, ou seja, uma amostra pouco significativa. A média dos deslocamentos estimados para cada uma das abordagens indica o que já tinha sido verificado a partir da observação das imagens representadas na Figura 41.

Neste caso, apenas a abordagem MODIS apresentou um movimento de sinal contrário entre os dois traços. Na abordagem PS-InSAR foi detetado, um movimento de cerca de 16 mm na direção de afastamento ao sensor no traço ascendente e, no descendente, foi observado um movimento de cerca de 14 mm na direção de aproximação. O desvio padrão, de uma forma geral, é consideravelmente superior neste traço. Ainda assim foi com a abordagem MODIS que foi possível alcançar menor dispersão de valores.

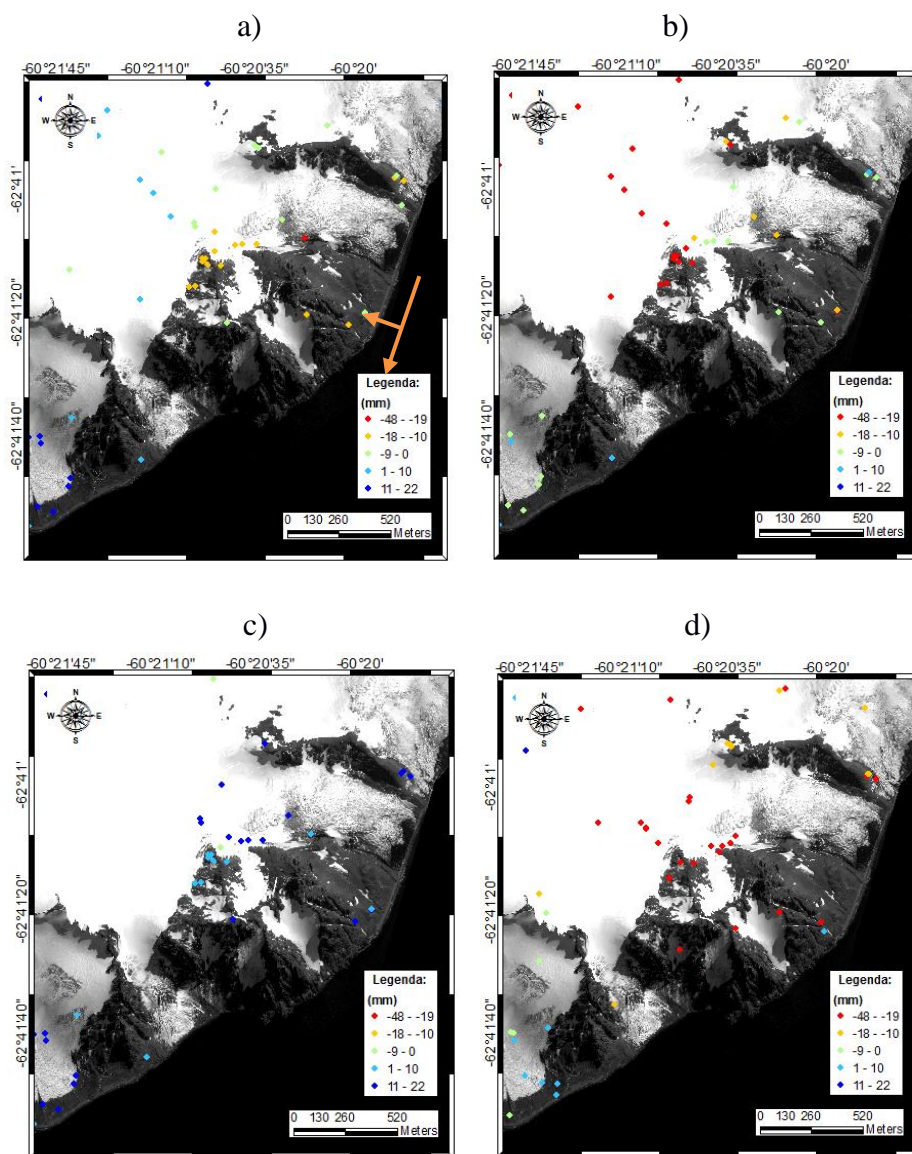


Figura 41 – Pormenor do local pico Moores entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; e b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço descendente.

Tabela 12 – Estatística da deformação estimada em Pico Moores, traço descendente.

	Estatística traço descendente (mm) Pico Moores			
	PS-InSAR original	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	-14.3	-21.0	7.0	-44.8
Desvio padrão	3.3	7.8	7.3	2.2
Valor máximo	-5.8	-6.00	21.2	-42.3
Valor mínimo	-17.9	-28.3	-0.5	-47.9

Na análise do perfil da série temporal, a metodologia MODIS foi a única que revelou um movimento considerável e linear na direção da aproximação ao satélite. A abordagem GPS apresentou um movimento levemente linear, mas de magnitude inferior e com tendência contrária. Por outro lado, na solução ERA-Interim foi observado um maior número de oscilações. Com a técnica PS-InSAR, de 3 a 14 de janeiro, foi identificado um comportamento idêntico à abordagem ERA-Interim.

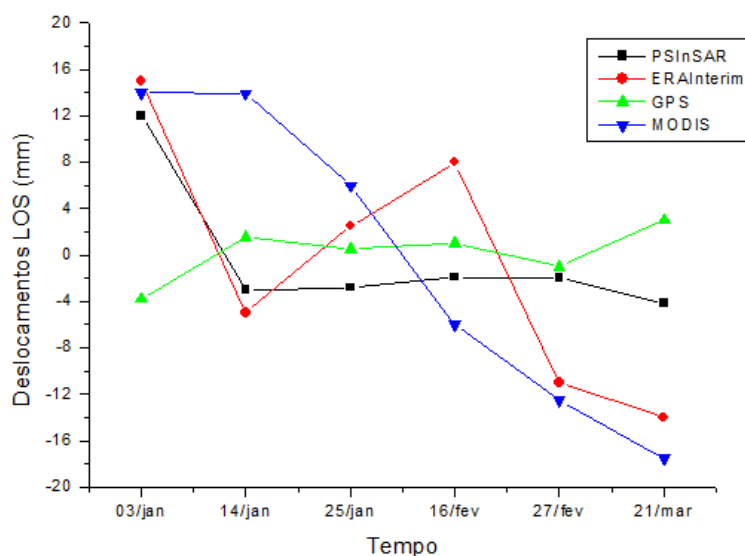


Figura 42 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no pico Moores para cada uma das abordagens (traço descendente).

Junto ao pico Mackay e à praia Zagore, apresentada na fotografia da Figura 43 à esquerda, encontra-se um dos locais com uma grande concentração de PS. Por este motivo e de forma a tentar compreender as diferenças existentes, esta área também será analisada com detalhe. As imagens contidas na Figura 44 apresentam o resultado conseguido com cada uma das metodologias para esta área. Da sua análise, em primeiro lugar, é perceptível que mais uma vez foram introduzidas alterações, tanto no sinal como no próprio valor da deformação, com a mitigação do atraso troposférico através dos vários modelos. Entre as várias abordagens, onde foram utilizados dados GPS, verificaram-se as maiores desigualdades, tal como já tinha sido reportado. Em contraste, os resultados obtidos pelas metodologias ERA-Interim e MODIS demonstram resultados semelhantes. Em suma, esta área apresenta-se relativamente estável com deteção, em algumas abordagens, de movimentos registados na sua maioria na direção oeste, ou seja, movimentos de aproximação ao satélite.



Figura 43 – Vista sobre o pico Mackay e área circundante. Fotografia retirada em janeiro de 2015 do glaciar rochoso de Hurd.

Nesta análise, seguiu-se o procedimento efetuado anteriormente tendo sido selecionada uma área mais restrita, representada na Figura 44a) pelo círculo a negro, na encosta junto ao glaciar rochoso de Mackay [Serrano e López-Martínez, 2000].

Para a estatística, apresentada na Tabela 13, contribuíram, em média, cerca de 785 PS. Da análise destes resultados foi possível concluir que, nesta área, foram detetados movimentos de menor magnitude aos observados em Moores. Para além disso, os resultados das várias abordagens com mitigação extra do atraso troposférico aparentam ser consistentes. A atenuação dos efeitos atmosféricos com dados do modelo ERA-Interim apresentou, mais uma vez, resultados suavizados, enquanto a solução GPS conduziu a resultados ampliados. As três abordagens de atenuação dos efeitos atmosféricos com parâmetros atmosféricos detetaram um movimento de aproximação ao satélite, com um valor máximo próximo entre as várias abordagens. Por outro lado, na abordagem PS-InSAR clássica foram registados movimentos, em média, com sinal oposto, na direção de afastamento ao sensor na LOS. O desvio padrão foi relativamente próximo em todas as abordagens.

Da observação do perfil temporal apresentado na Figura 45, concluiu-se que a abordagem de atenuação dos artefactos atmosféricos através de dados do sensor MODIS destaca-se das outras por ter um comportamento diferente e por revelar constantes mudanças no sinal da deformação. As restantes abordagens apresentam um movimento

idêntico, tanto em magnitude como no sinal, e dentro do erro das medições. De 13 a 24 de janeiro apenas na abordagem GPS foi verificado um movimento de aproximação ao satélite, quando, mais uma vez, em todas as restantes abordagens foi verificado um movimento inverso. De 24 de janeiro a 26 de fevereiro, a abordagem MODIS apresentou um resultado completamente oposto ao verificado em todas as outras metodologias testadas.

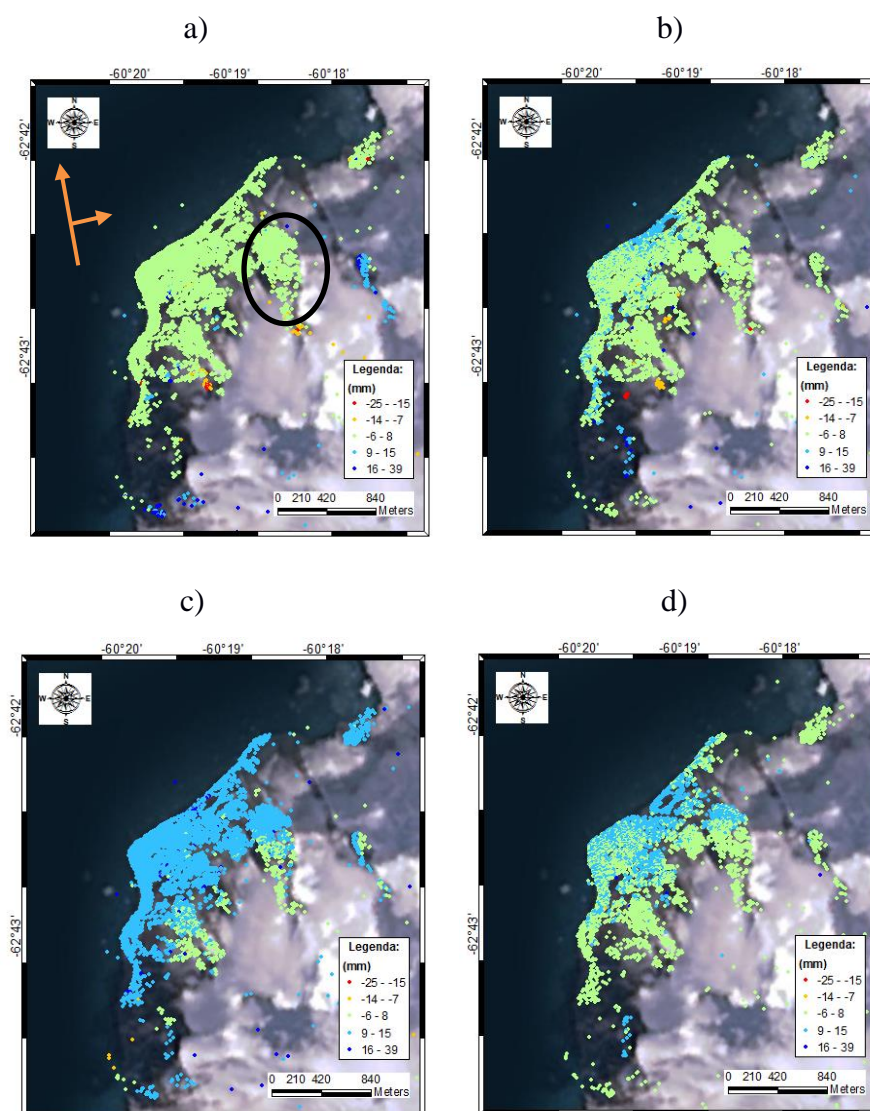


Figura 44 – Pormenor das diferenças existentes na magnitude da deformação junto ao pico Mackay entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS; d) abordagem MODIS. Traço ascendente.

Tabela 13 – Estatística da deformação estimada junto a Mackay, traço ascendente

	Estatística traço ascendente (mm) Mackay			
	PS-InSAR original	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	-2.1	3.9	9.3	7.2
Desvio padrão	2.1	2.1	1.9	2.0
Valor máximo	11.8	21.2	21.1	20.2
Valor mínimo	-14.8	-7.9	-0.7	1.0

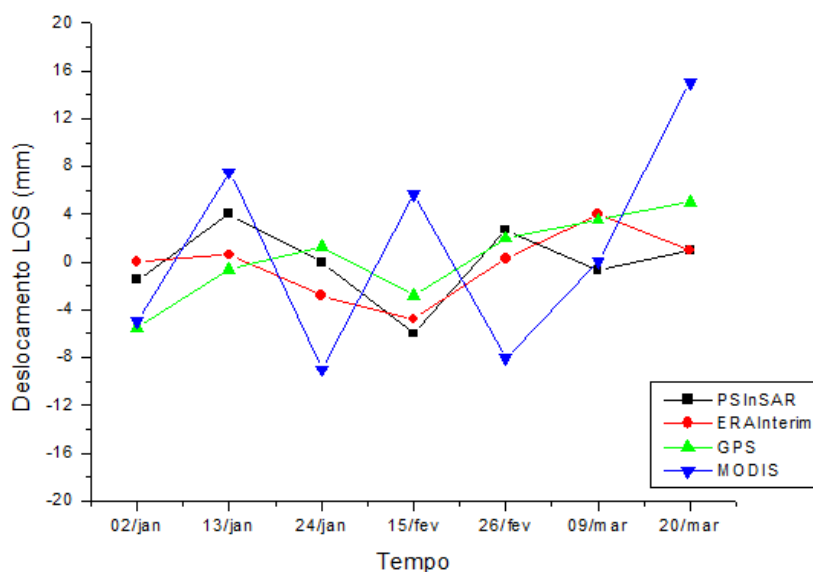


Figura 45 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido junto ao pico Mackay para cada uma das abordagens (traço ascendente).

No traço descendente, as diferentes abordagens podem ser comparadas a partir da Figura 46. Nesta área, o número de PS identificados pelo software também foi inferior não sendo, no entanto, tão evidente como acontecia junto ao pico e vertente Moores. As abordagens de atenuação dos efeitos atmosféricos com dados do modelo de reanálise ERA-Interim e do sensor MODIS apresentaram-se semelhantes, com as maiores oscilações a ocorrerem, mais uma vez, na abordagem com dados GPS. Aparentemente os resultados apresentam-se concordantes aos detetados no traço ascendente, ou seja, indicam ser uma área relativamente estável.

No seguimento do realizado anteriormente, foi seleccionada a mesma área, testada no traço ascendente, e a estatística encontra-se na Tabela 14, tendo contado para a estatística cerca de 274 PS. Nas abordagens ERA-Interim e MODIS, a deformação

mostra um sinal oposto ao observado no traço ascendente, ou seja, em ambos os traços foi identificado um movimento na direção de aproximação ao sensor, embora com uma magnitude ligeiramente inferior no caso da abordagem MODIS. Neste caso, tendo em conta que foi encontrado um sinal contrário nas duas passagens do satélite, poderá indicar a ocorrência de um movimento de subsidência do solo. As abordagens PS-InSAR e GPS apresentaram o mesmo sinal da deformação verificado na passagem ascendente do satélite.

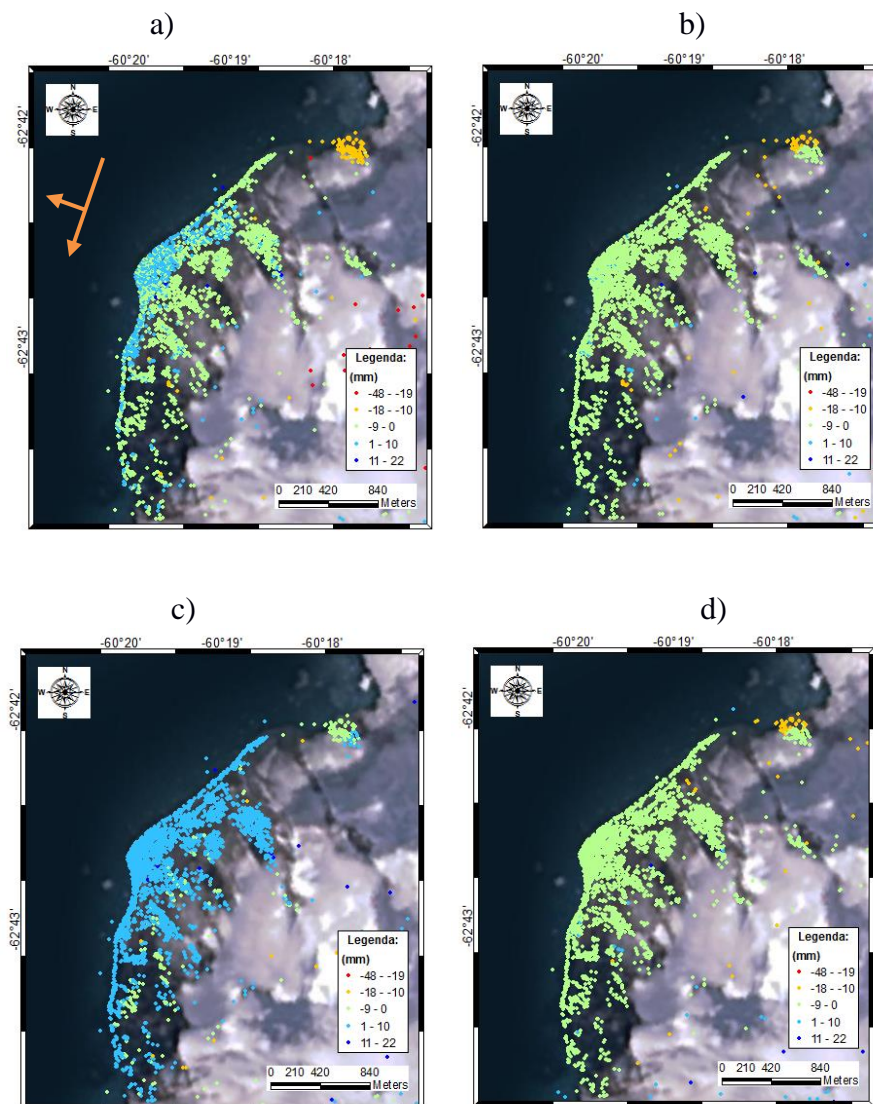


Figura 46 – Pormenor das diferenças existentes na magnitude da deformação junto ao pico Mackay entre as: a) abordagem PS-InSAR clássica; b) abordagem ERA-Interim; c) abordagem GPS e d) abordagem MODIS. Traço descendente.

Tabela 14 – Estatística da deformação estimada junto ao pico Mackay, traço descendente

	Estatística traço descendente (mm) Mackay			
	PS-InSAR clássico	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	-1.2	-3.5	2.8	-3.5
Desvio padrão	1.9	1.9	2.4	1.9
Valor máximo	13.1	10.9	26.3	10.9
Valor mínimo	-5.1	-15.2	-1.1	-6.2

Analisando a série temporal, verificou-se que as diferentes abordagens apresentaram, de uma forma geral, movimentos com pequenas oscilações relativamente ao deslocamento estimado. Podendo ser considerado uma área estável e onde foi verificada uma concordância entre as quatro metodologias seguidas. A abordagem MODIS, ao contrário do detetado no traço ascendente, não exibiu um comportamento díspar das restantes. Desta vez, a metodologia GPS, mostrou deslocamentos de sinal oposto à maioria das outras soluções, exceto de 16 a 27 de fevereiro.

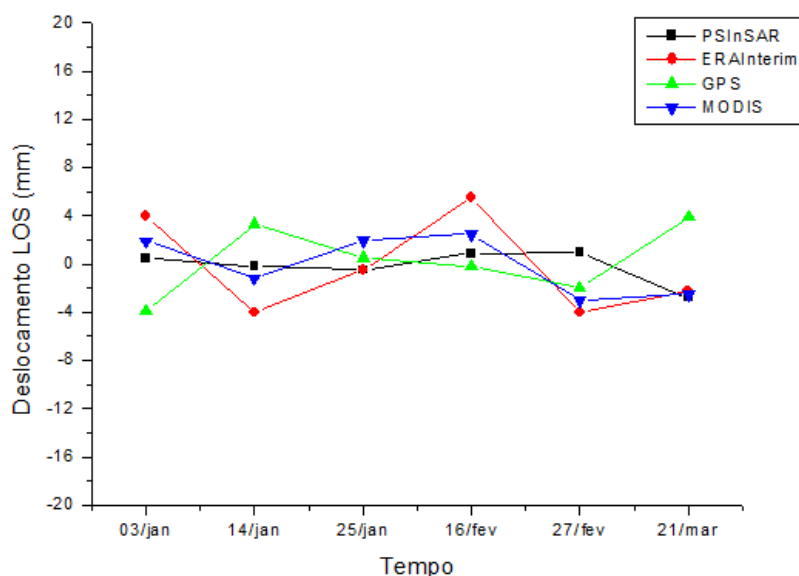


Figura 47 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido junto ao pico Mackay para cada uma das abordagens (traço descendente).

Resumindo, verificou-se que existiram sempre alterações induzidas pelos vários métodos utilizados na mitigação do atraso troposférico dos interferogramas. Estas alterações ocorreram relativamente ao valor efetivo do deslocamento estimado, mas, também, em relação ao sinal da deformação. A abordagem GPS foi aquela que produziu as maiores alterações, em comparação com as restantes, enquanto a abordagem MODIS

conseguiu, de forma geral, atingir resultados mais uniformes, com uma menor dispersão das taxas de deformação.

Junto ao pico Moores foram identificados na maioria das abordagens, no traço ascendente, um movimento no sentido do afastamento do satélite, e, no traço descendente, um movimento de aproximação ao satélite, ou seja, ambos os resultados indicaram a predominância de um movimento considerável para este.

Na área junto ao pico Mackay ocorreram movimentos menores, revelando ser uma área relativamente estável. Com a combinação das passagens ascendente e descendente do satélite, seria possível determinar as componentes horizontais e verticais do movimento. No entanto, neste trabalho, optou-se por não se proceder a esta combinação devido à existência de um número muito reduzido de PS no traço descendente.

Quando mapeados os perfis temporais com a abordagem MODIS no traço ascendente, sistematicamente (na maioria das áreas analisadas, sendo que neste documento apenas é apresentada uma seleção) foram detetadas alterações consecutivas do sinal da deformação. De forma a tentar compreender por que motivo a abordagem MODIS apresenta estas oscilações tão demarcadas, principalmente nos dias 13 de janeiro e 15 de fevereiro e no traço ascendente, foram analisados os gráficos representados nas Figuras 48 a 50. Estes gráficos expõem os valores de atraso obtidos através de cada um dos modelos utilizados na mitigação dos efeitos atmosféricos dos interferogramas.

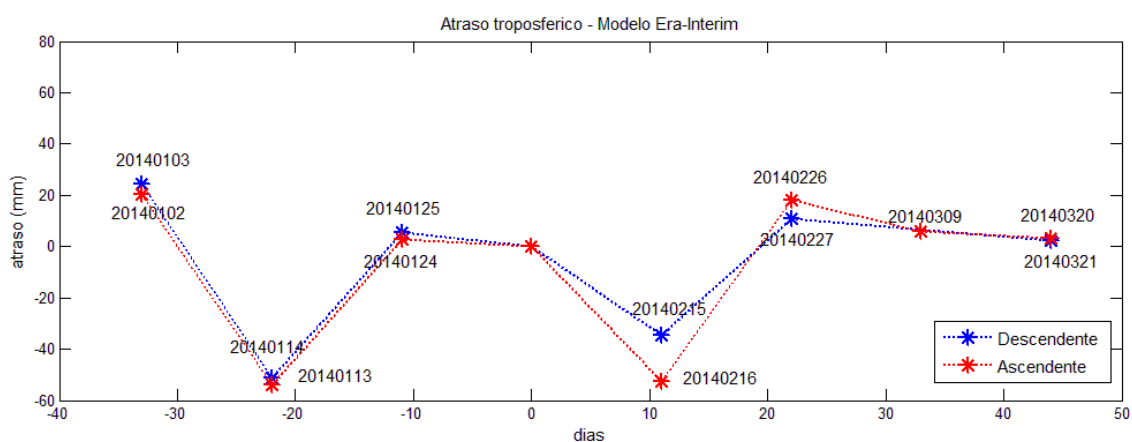


Figura 48 – Atraso troposférico obtido com dados do modelo ERA-Interim para cada dia dos interferogramas.

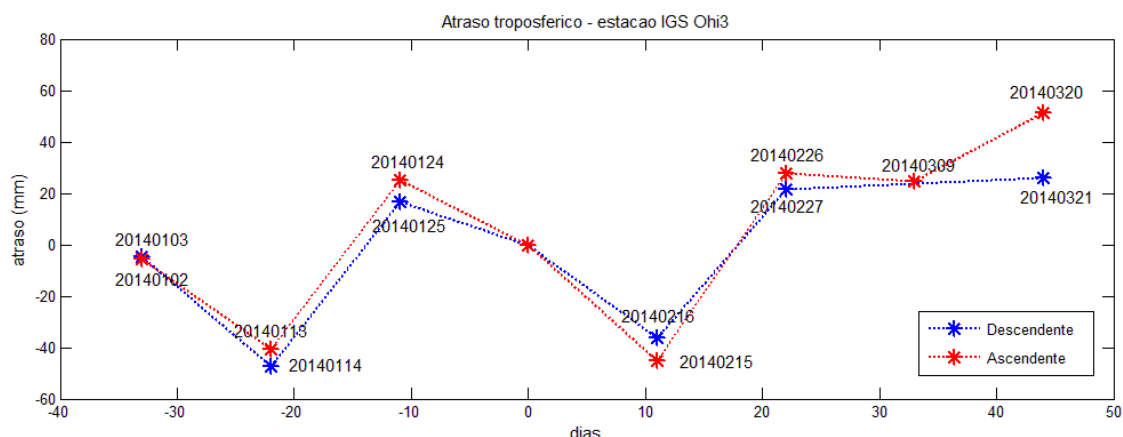


Figura 49 – Atraso troposférico obtido com dados da estação GPS da IGS para cada dia dos interferogramas.

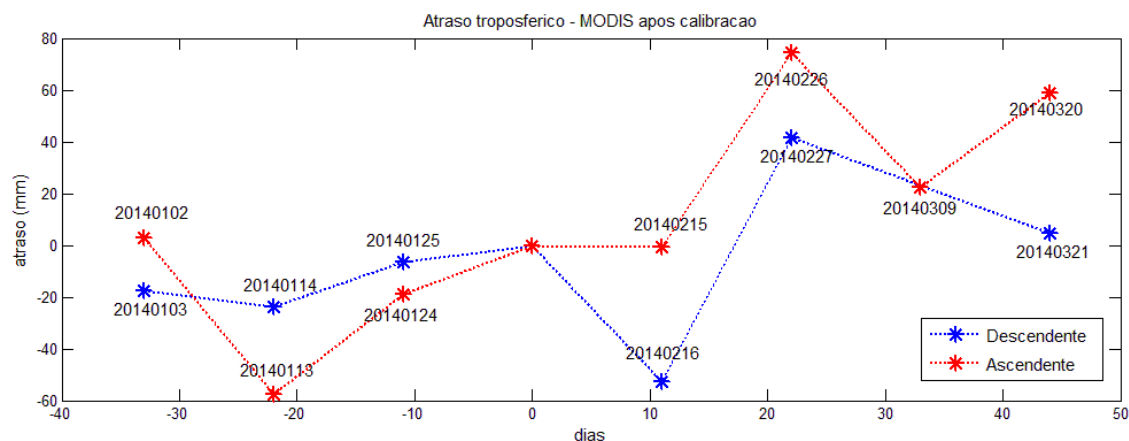


Figura 50 – Atraso troposférico obtido com dados do sensor MODIS para cada dia dos interferogramas.

De uma forma geral, da análise dos gráficos, representados nas Figuras de 49 a 51, o atraso obtido com dados do modelo ERA-Interim e da estação GPS da IGS apresentam uma tendência algo semelhante, quando comparados com os dados de atraso troposférico obtidos a partir do sensor MODIS. Esta situação é mais notória no traço ascendente, no dia 15 de fevereiro, e no traço descendente a partir do dia 16 de fevereiro. Isto alerta para o facto de, eventualmente, poder existir alguma relação entre as variações bruscas detetadas na abordagem MODIS, no traço ascendente.

5.2. Análise dos deslocamentos ocorridos no glaciar rochoso de Hurd e sua distribuição espacial e temporal

Como referido anteriormente, este estudo foi centrado no glaciar rochoso de Hurd pelo

facto de os glaciares rochosos serem indicadores da presença de *permafrost* e, além disso, porque tem ter vindo a ser monitorizado por DGPS. Deste modo, é possível efetuar uma comparação direta com as estimativas obtidas pela técnica dos *Persistent Scatterers* e as observações DGPS. As imagens, representadas nas Figuras 51 e 55 para os traços ascendente e descendente, respetivamente, apresentam as estimativas para a área do glaciar rochoso de Hurd obtidas após a conclusão do processamento PS-InSAR. Cada PS indica o deslocamento estimado para os três meses em estudo (em mm).

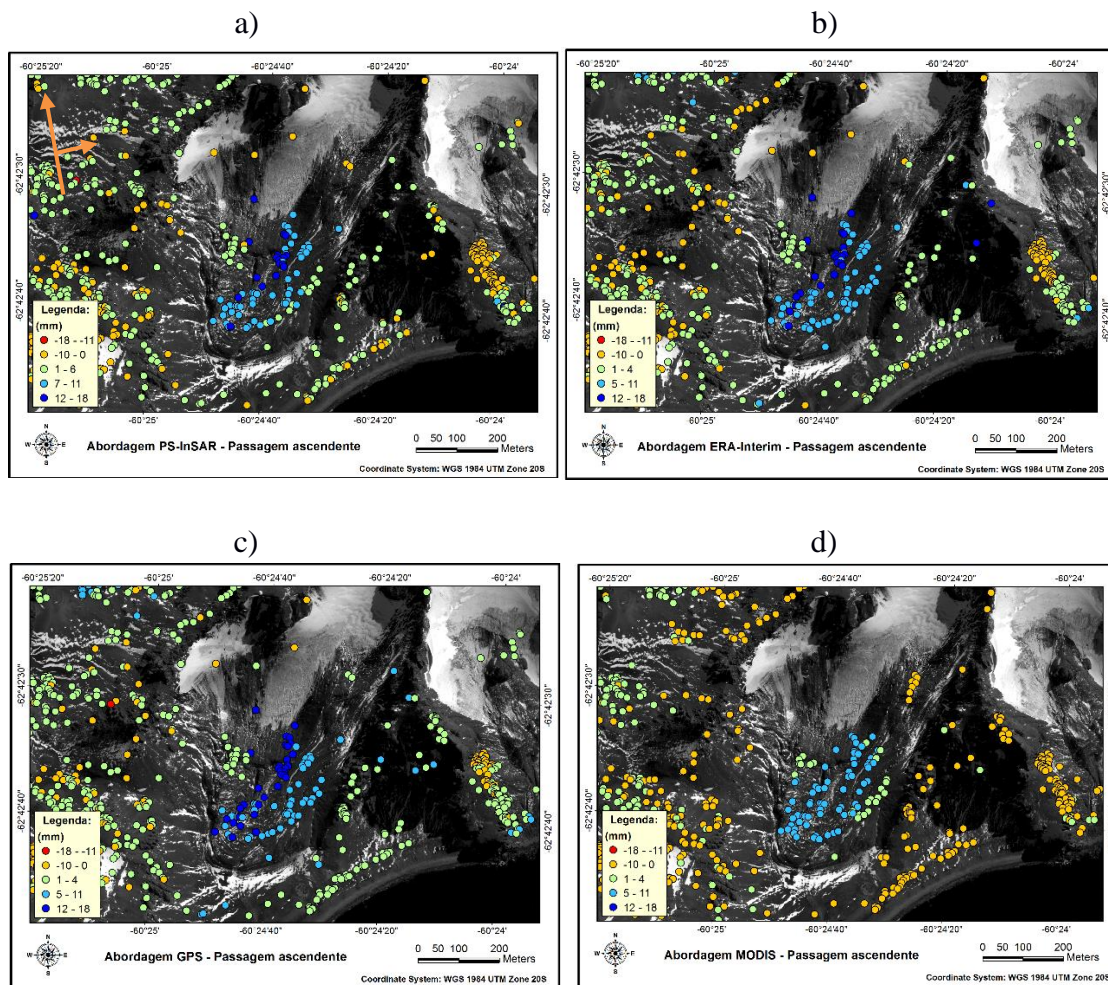


Figura 51 – Abordagem: a) PS-InSAR clássica, sem prévia remoção dos artefactos atmosféricos; b) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do modelo ERA-Interim; c) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de uma estação da IGS; d) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do sensor MODIS. Pormenor do glaciar rochoso de Hurd, traço ascendente.

Da análise das imagens apresentadas na Figura 51, correspondentes ao traço ascendente do satélite, podem ser retiradas algumas conclusões, em particular o sinal da deformação apresenta-se coerente em todas as abordagens. Na abordagem GPS, onde

ocorriam algumas discrepâncias no sinal da deformação noutras áreas da península, não se verificou essa situação no glaciar rochoso de Hurd. Foi detetado um movimento consistente de aproximação na linha de vista do radar em todas as abordagens. Em todos os resultados apresentados é visível a existência de duas áreas bem demarcadas no glaciar rochoso, com diferentes velocidades de deformação: uma área a noroeste, onde ocorrem os deslocamentos mais elevados, de cerca de 18 mm, no máximo, e outra área a sudeste onde ocorrem deslocamentos de menor intensidade, com, no máximo, 11 mm em três meses. A abordagem MODIS apresentou resultados, de forma geral, mais suavizados.

De forma a permitir efetuar uma análise estatística das taxas de deformação obtidas entre as diferentes abordagens e à semelhança do que foi realizado secção anterior, em ambiente *ArcMap* do *ArcGis*, foram selecionados apenas os PSs que se encontravam sobre o glaciar rochoso de Hurd. A estatística apresentada na Tabela 15 foi calculada com um número aproximado de 95 PS.

Tabela 15 – Análise estatística do deslocamento estimado por cada uma das abordagens. Traço ascendente.

	Estatística traço ascendente (mm)			
	PS-InSAR clássico	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	7.54	8.12	8.92	5.01
Desvio padrão	3.72	3.74	3.76	3.09
Valor máximo	16.31	16.68	17.50	9.78
Valor mínimo	-0.58	-0.17	-0.78	-3.33

Analisando os resultados apresentados na Tabela 15 verifica-se em primeiro lugar, todos os movimentos apresentam-se consistentes entre as quatro abordagens. A abordagem MODIS foi aquela que apresentou deslocamentos inferiores, de cerca de 5 mm em três meses, e uma menor variabilidade nos deslocamentos estimados. Foi a única metodologia que permitiu reduzir o desvio padrão face à abordagem PS-InSAR original. Com a abordagem GPS foram verificados movimentos, no sentido da aproximação ao sensor, até 17.5 mm em três meses e com a abordagem MODIS foram detetados, no máximo, movimentos de aproximadamente 10 mm.

De maneira a compreender qual o comportamento do glaciar rochoso ao longo do tempo foram elaborados os gráficos dos perfis temporais. Estes indicam a deformação (na

linha de vista do sensor) que ocorreu entre cada data dos interferogramas utilizados no estudo e a evolução da deformação durante esse período de tempo. Foram elaborados gráficos para várias áreas do glaciário rochoso (frente, meio e topo). Da interpretação do perfil temporal do deslocamento na frente do glaciário rochoso de Hurd, foi a metodologia MODIS a única que apresentou uma variação entre todas as abordagens, que, como pode ser visto no gráfico da Figura 52, apresentam-se consistentes tanto em relação à magnitude como ao sinal do deslocamento. Deste modo, na maioria das abordagens verificou-se um movimento na direção de aproximação ao radar, com um ligeiro abrandamento no período de 15 a 26 de fevereiro. Na abordagem MODIS apesar de o início e o fim da série temporal ser consistente com as restantes, durante esse intervalo apresenta, sucessivas alterações no sinal da deformação, aparentando um exagero principalmente nos dias 13 de janeiro e 26 de fevereiro.

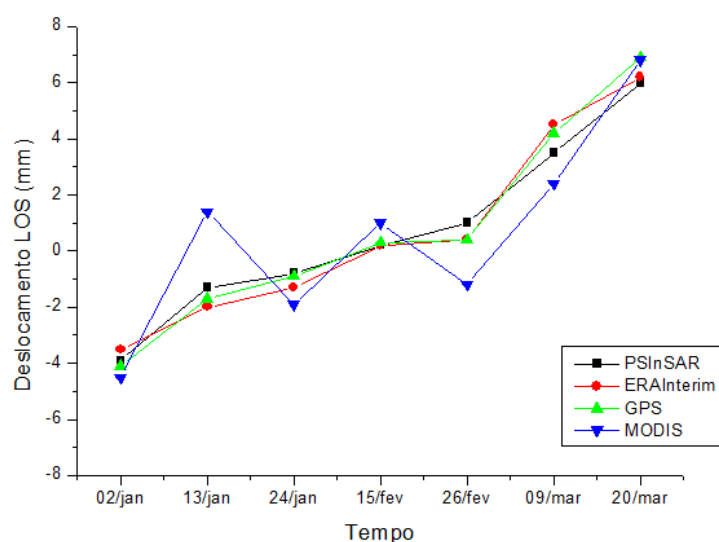


Figura 52 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido na frente do glaciário rochoso, traço ascendente.

Realizando a mesma análise para o centro do glaciário rochoso, no gráfico da Figura 53 pode ser constatado que a tendência detetada no gráfico anterior verifica-se novamente. As abordagens: PS-InSAR clássica, ERA-Interim e GPS apresentaram movimentos consistentes e no período de 15 a 26 de fevereiro, o abrandamento foi, mais uma vez, notado. A abordagem MODIS apresentou, outra vez, um comportamento diferente, com sucessivas alterações no sinal da deformação, destacando-se os dias de 13 de janeiro e 26 de fevereiro.

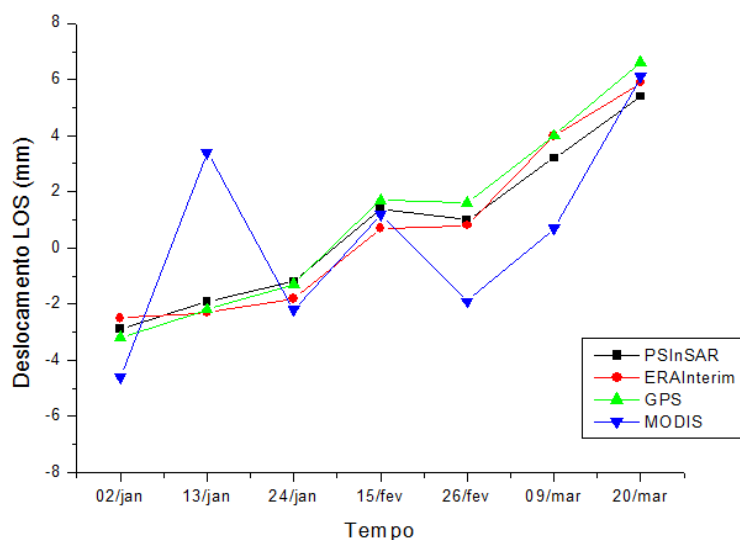


Figura 53 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no meio do glaciário rochoso, traço ascendente.

Com respeito à parte superior do glaciário rochoso, os resultados são apresentados na Figura 54. Nesta área existe um número mais reduzido de PS e talvez por esse motivo tenham sido detetadas diferenças que não tinham sido observadas nas outras áreas. Aqui apenas as abordagens PS-InSAR clássico e ERA-Interim mantêm o comportamento linear e, outra vez, com o abrandamento no movimento no período de 15 a 26 fevereiro. O resultado MODIS continua a apresentar a mesma tendência já detetada, relativamente às sucessivas alterações no sinal da deformação. A solução GPS, em comum com o MODIS, apresenta diferenças consideráveis apenas nesta área, e unicamente em três datas detetaram um movimento semelhante ao das restantes metodologias testadas.

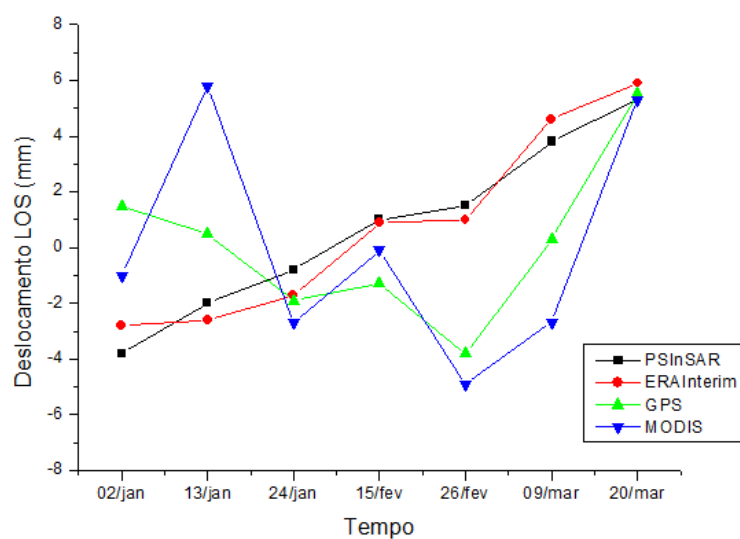


Figura 54 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no topo do glaciário rochoso, traço ascendente.

Para o traço descendente foi realizada a mesma análise, onde se espera encontrar um movimento consistente com os detetados na passagem ascendente do satélite. Os resultados para cada uma das abordagens encontram-se representados na Figura 55.

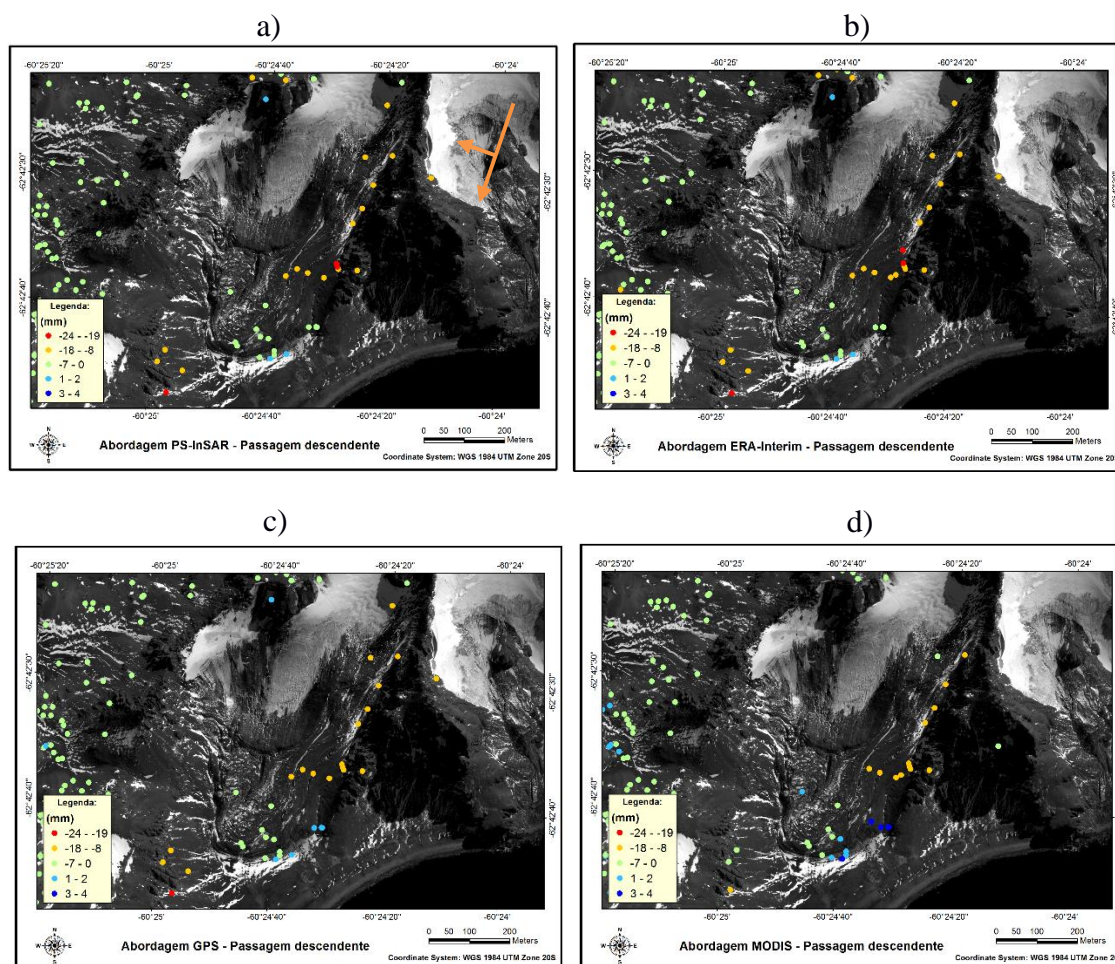


Figura 55 – Abordagem: a) PS-InSAR clássica, sem prévia remoção dos artefactos atmosféricos; b) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de modelo ERA-Interim; c) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados de uma estação da IGS; d) com remoção dos efeitos atmosféricos a partir de dados do sensor MODIS. Pormenor do glaciar rochoso de Hurd, traço descendente.

Em primeiro lugar é compreensível o impacto do menor número de PSs identificados na passagem descendente do satélite, em particular no glaciar rochoso devido à sua orientação (voltado a sul). Por este motivo, com um menor número de PS nesta área, as interpretações ficaram dificultadas. Ainda assim e mesmo com um número de PS reduzido é perceptível a existência de duas áreas com magnitudes de deformação distintas: um grupo na frente do glaciar rochoso no qual foram identificados deslocamentos inferiores, no máximo de 7 mm em três meses, na direção de aproximação ao radar, e outro grupo no meio e no topo do glaciar rochoso, onde foram

identificados deslocamentos superiores, de aproximadamente 15 mm a, no máximo, 24 mm também na direção de aproximação ao sensor. Nas abordagens de atenuação dos efeitos atmosféricos através de dados GPS e do sensor MODIS verifica-se que a deformação sofreu uma suavização, mais acentuada na abordagem MODIS. Isto é perceptível, principalmente, no meio e no topo do glaciário rochoso. De forma geral, o sinal da deformação apresenta-se coerente entre as várias abordagens.

Novamente, ao comparar as diferentes metodologias testadas, foi feita uma análise estatística com os deslocamentos estimados ao longo do glaciário rochoso, e os resultados encontram-se na Tabela 16. Relativamente aos deslocamentos médios calculados, a abordagem MODIS é aquela que apresenta deslocamentos inferiores, enquanto a metodologia ERA-Interim revela os mais elevados. Em comparação com o analisado para o traço ascendente, constatou-se que os movimentos são coerentes em relação à magnitude da deformação. Quanto à dispersão dos valores, na abordagem ERA-Interim passou a registar-se uma maior variabilidade, contrária às abordagens GPS e MODIS, onde a dispersão diminuiu ligeiramente em relação à técnica PS-InSAR clássica. O número de PSs que deram origem à estatística apresentada foi de cerca de 20 nas diferentes abordagens, ou seja, um número muito inferior ao do traço ascendente.

Tabela 16 – Análise estatística do deslocamento estimado por cada uma das abordagens. Traço descendente.

	Estatística traço descendente (mm)			
	PS-InSAR clássica	ERA-Interim	GPS	MODIS
Média	-8.97	-10.36	-8.33	-6.23
Desvio padrão	7.50	7.80	7.43	7.47
Valor máximo	0.79	0.73	1.37	3.51
Valor mínimo	-19.52	-21.11	-18.78	-16.97

Foram igualmente elaborados os perfis temporais de deformação ao longo da série temporal em estudo. Os resultados encontram-se apresentados nos gráficos das Figuras 56, 57 e 58, para a frente, meio e topo do glaciário rochoso, respetivamente. Na frente do glaciário rochoso verifica-se uma conformidade entre as abordagens. Foi verificada estabilidade do terreno até cerca de 16 de fevereiro, data a partir da qual se detetou um ligeiro movimento de aproximação ao sensor.

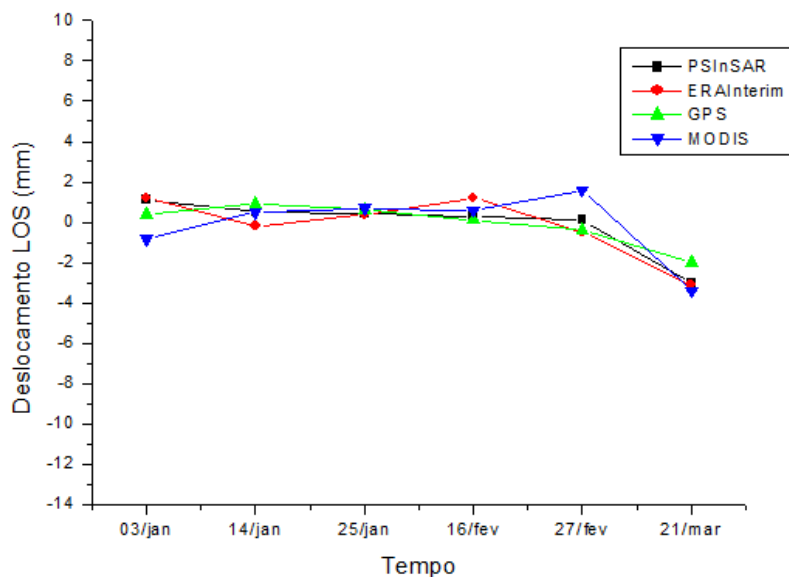


Figura 56 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido na frente do glaciário rochoso, traço descendente.

A meio do glaciário rochoso, como pode ser comprovado na Figura 57, as abordagens apresentam-se mais uma vez concordantes, contudo o movimento detetado foi mais acelerado e quase linear.

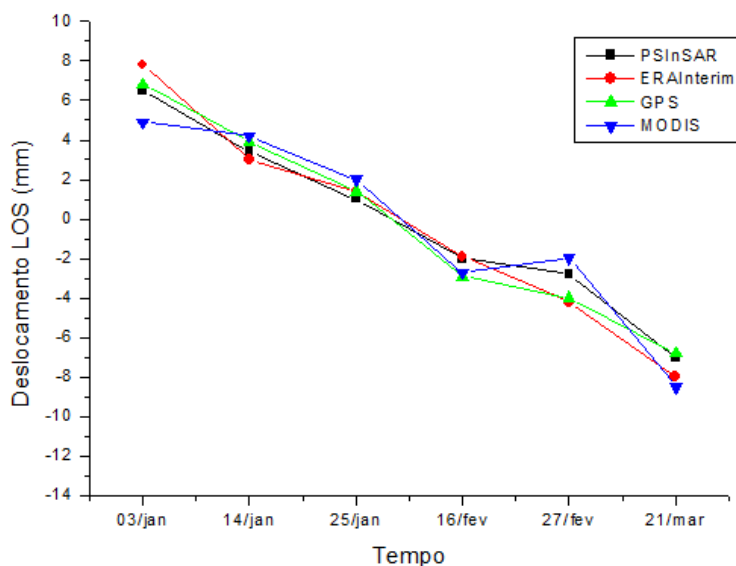


Figura 57 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no meio do glaciário rochoso, traço descendente.

No topo do glaciário rochoso, como é visível na Figura 58, o movimento é semelhante ao detetado no meio onde, novamente, entre 27 de fevereiro e 21 de março o movimento revelou-se mais acelerado.

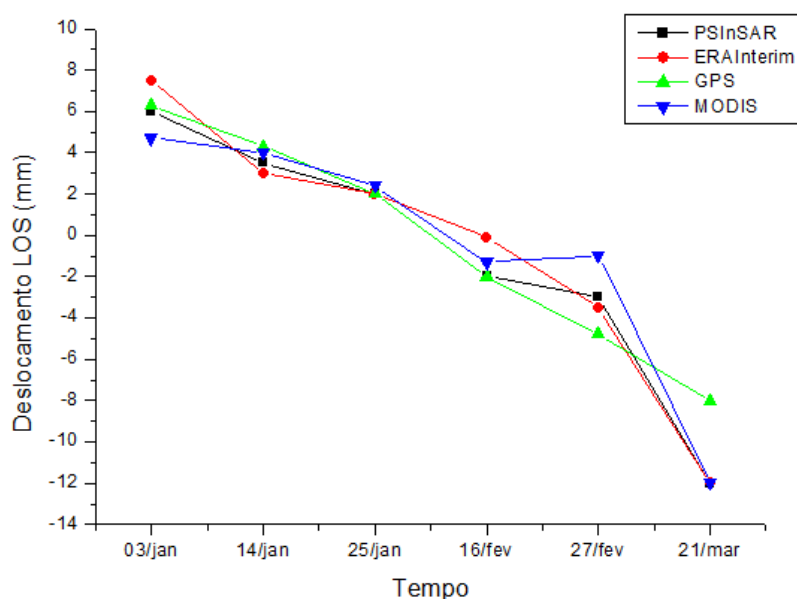


Figura 58 – Perfil temporal do deslocamento ocorrido no topo do glacial rochoso, traço descendente.

Em suma, no glacial rochoso de Hurd foi detetado um movimento na direção de afastamento ao sensor, em ambas as passagens do satélite e de forma praticamente constante durante a série temporal. No traço ascendente, devido ao maior número de PS identificados, foi possível compreender, com maior clareza, o movimento, sendo notória a existência de uma área a noroeste com um movimento mais acelerado.

Neste tipo de ambiente, e em particular em estudos do movimento de glaciares rochosos estas oscilações podem ser devidas a vários motivos. Tal como indicaram Liu et al. [2013] o padrão da distribuição espacial dos movimentos em glaciares rochosos está relacionado com as características geomorfológicas da superfície. A deformação pode ocorrer ao longo de todo o ano no entanto é nos meses mais quentes que normalmente existem fenómenos de deformação mais significativos. Particularmente, durante os meses de verão austral, podem existir vários tipos de movimentos, como por exemplo, gelo da camada ativa (camada superficial do solo que congela durante o inverno e descongela durante o verão), descongela traduzindo-se num movimento de “descida do solo”, ou provocados por deformação dos detritos congelados e do gelo que fazem parte do *permafrost*.

Em ambas as passagens do satélite analisadas, foram encontrados, em vários casos, um abrandamento na deformação entre 15 e 27 de fevereiro. Com informação relativa à temperatura do solo poderá ser possível encontrar justificações para tal. Neste sentido foram analisados dados de temperatura de uma perfuração em rocha representados na Figura 60. As temperaturas correspondem a observações realizadas por sensores, instalados verticalmente numa perfuração em rocha, e a informação é atualizada anualmente durante as campanhas antárticas. A perfuração localiza-se no Alto do Papagal, entre a área da base Antártica Búlgara e Espanhola, a cerca de 5 km do glaciar rochoso de Hurd (ver Figura 2). Da observação do gráfico da Figura 59 é possível compreender que de 4 de fevereiro a 12 de fevereiro ocorreu uma descida da temperatura de cerca de 2 °C, a 90 cm abaixo do solo. Com uma maior profundidade, mais concretamente a 230 cm, apenas a partir do dia 14 de fevereiro é perceptível uma ligeira descida de temperatura. Contudo não existindo congelamento o arrefecimento não poderá justificar a redução da deformação observada.

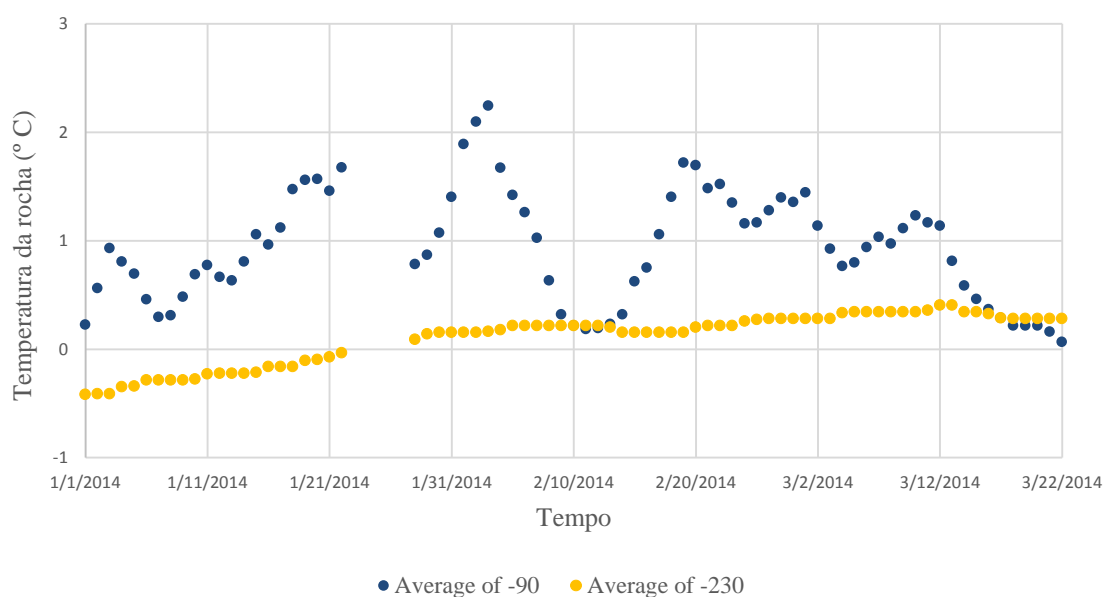


Figura 59 – Temperatura da rocha em profundidade, perfuração a 90 cm e 230 cm de profundidade, no Alto do Papagal junto à área das bases.

5.3. Comparação entre os deslocamentos obtidos com as duas técnicas: PS-InSAR vs DGPS

A partir das observações DGPS, recolhidas no glaciar rochoso de Hurd e descritas na secção 4.3, procedeu-se a uma comparação com os resultados obtidos a partir da técnica

PS-InSAR, para a mesma área. Tal como explicado anteriormente foi necessário projetar as posições 3D do DGPS na direção da visada do satélite. Para além disso, e tendo em conta que as campanhas antárticas ocorrem anualmente, com recolha dos dados em janeiro ou fevereiro, isto significa que estes dados apenas fornecem os deslocamentos que terão ocorrido entre os intervalos de tempo de 2013 e 2014 e entre 2014 e 2015. Por outro lado os resultados obtidos pela técnica dos *Persistent Scatterers* correspondem aos três primeiros meses de 2014. De forma a tornar possível esta comparação, foi calculada a média dos deslocamentos correspondentes aos dois intervalos de tempo, de modo a conseguir-se uma estimativa média dos deslocamentos anuais que terão ocorrido apenas durante o ano de 2014. Após estas conversões foram elaborados os mapas apresentados nas Figuras 60 e 62, para os traços ascendente e descendente, respetivamente. Nas Figuras 61 e 63 são apresentados outra vez os resultados obtidos com a técnica dos PS-InSAR, sem mitigação adicional do atraso troposférico, para os traços ascendente e descendente, respetivamente.

Da interpretação dos mapas gerados com ambas as técnicas, para a passagem ascendente do satélite, foi possível encontrar semelhanças relativamente à identificação das áreas onde ocorreram deslocamentos de maior magnitude e das áreas estáveis. Com as observações DGPS, projetadas na vista do satélite, foi possível identificar na parte a sudeste, na frente e no meio do glaciar rochoso, uma velocidade de deformação menor. Por sua vez, na parte superior a noroeste, tal como já tinha sido analisado na secção anterior a deformação é superior. Foi detetado, desta forma, um movimento na direção de aproximação na linha de vista do satélite em toda a frente e em parte do meio do glaciar rochoso de Hurd. No topo do glaciar rochoso existe igualmente concordância na deformação estimada através dos dois métodos. As três estacas localizadas na raiz do glaciar rochoso, perto da área onde foram identificados dois PSs, corresponderam a um movimento de afastamento na vista do satélite, em ambas as técnicas. A estaca 36 (à direita no topo do glaciar rochoso) destaca-se por revelar um movimento contrário à maioria dos detetados no topo do glaciar rochoso, confirmado igualmente pelo PS existente na mesma área.

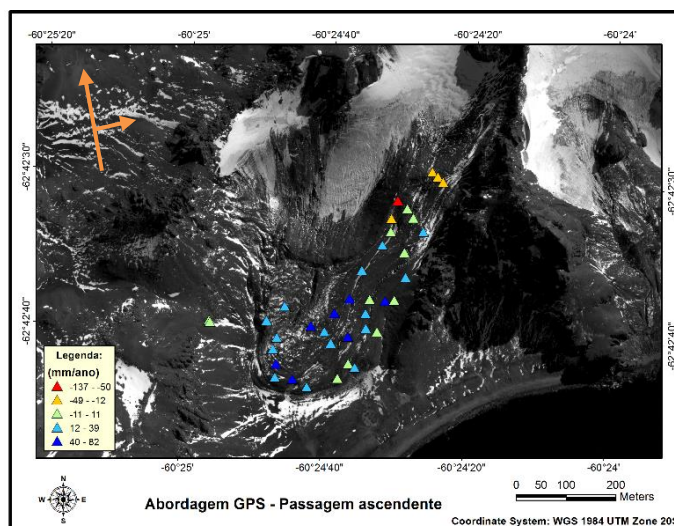


Figura 60 – Deslocamento estimado a partir de observações DGPS projetadas na vista do satélite para o traço ascendente (deslocamento por ano).

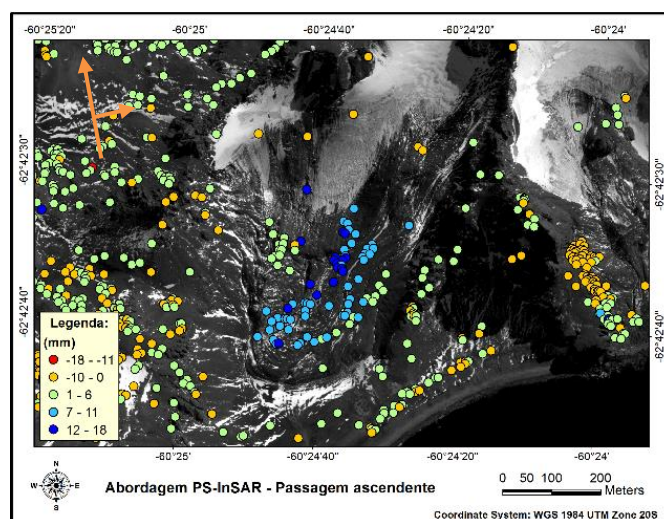


Figura 61 – Deslocamento estimado a partir do método dos *Persistent Scatterers* para o traço ascendente (deslocamento em 3 meses).

Relativamente ao traço descendente, foi possível perceber que na frente do glacial rochoso (voltada a sul), em ambas as técnicas, foram obtidas deformações inferiores e com sinal negativo, o significa que terá ocorrido um movimento pouco significativo e estável na direção de aproximação ao sensor, ou seja com predominância para este. Entre o meio e o topo do glacial rochoso, foram encontrados os maiores deslocamentos na direção de aproximação ao sensor, novamente nas duas técnicas. Com diferença apenas em relação à magnitude dos deslocamentos estimados. A estaca 31, já identificada na secção 4.3.2. como um dos pontos no qual ocorreram os maiores

deslocamentos horizontais durante os primeiros anos desta análise, destaca-se com um deslocamento fora do normal nos dois traços. Ao verificar a sua componente vertical apurou-se que foi o ponto que apresentou maiores deslocamentos, chegando a atingir valores de 32 cm na época de 2013/2014. Isto justifica as taxas de deformação anormais detetadas neste ponto quando projetado na vista do satélite.

No entanto, apesar da concordância do ponto de vista da distribuição espacial dos movimentos mais acelerados e do sinal da deformação, com as observações DGPS (projetadas na LOS) foram detetados deslocamentos de magnitude sempre superior aos detetados com a técnica dos PS-InSAR. Isto pode ter acontecido por vários motivos. Se ocorrerem erros na medição DGPS, em particular na componente vertical, isto pode influenciar grandemente a deformação, quando projetada na vista do satélite, pois esta componente tem um impacto maior em comparação com qualquer movimento horizontal que possa ocorrer. Assumindo que as medições foram corretamente adquiridas as diferenças na magnitude das taxas de deformação serão devidas ao facto de terem ocorridos movimentos para lá dos três meses considerados em estudo. No entanto, tal só poderá ser compreendido com a observação de mais parâmetros, como dados de temperatura do solo e informação referente às condições geomorfológicas do solo, de forma a compreender qual o período em que o solo efetivamente começou a descongelar e quando voltou a congelar. É importante relembrar que este procedimento, contudo, não é linear.

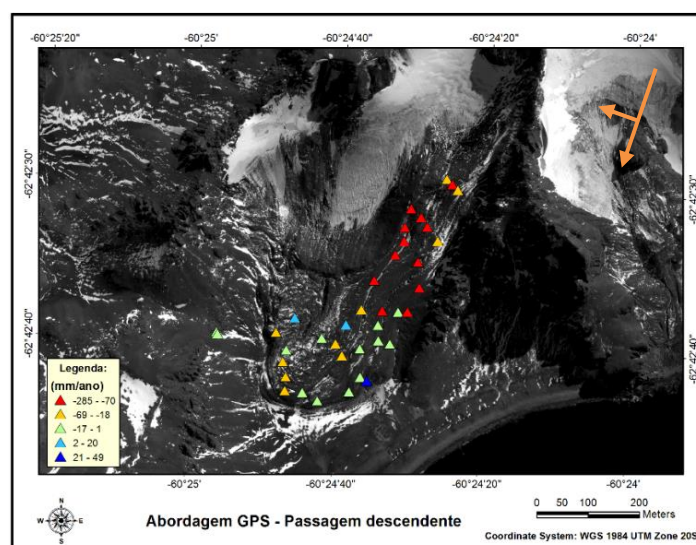


Figura 62 – Deslocamento estimado a partir de observações DGPS projetadas na vista do satélite para o traço descendente (deslocamento por ano).

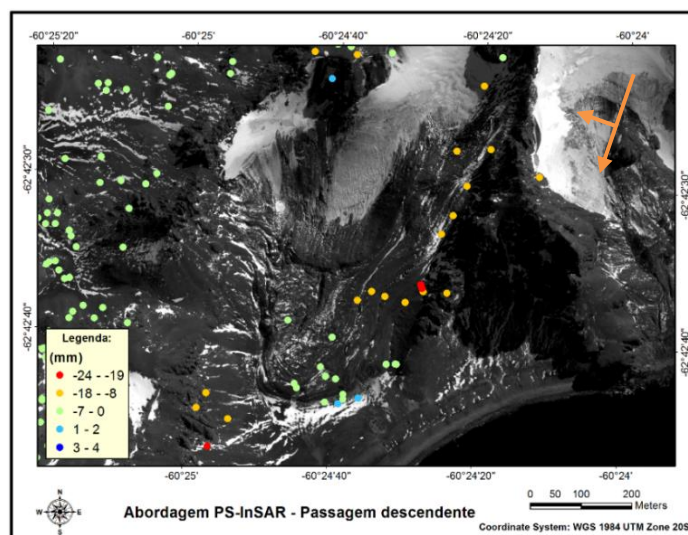


Figura 63 – Deslocamento estimado a partir do método dos *Persistent Scatterers* para o traço descendente (deslocamento em 3 meses).

Por fim de maneira a compreender a evolução temporal e a efetuar outra comparação entre os deslocamentos estimados com as duas técnicas, foram gerados os gráficos da posição de algumas estacas ao longo do tempo (Figuras 64 e 65). Estes pretendem mostrar a evolução da deformação ao longo dos anos, dada pelas duas técnicas num só gráfico. Foram consideradas duas estacas localizadas no glaciário rochoso que apresentavam *persistentes scatterers* sobre essa área, tendo sido escolhidos dois pontos em locais distintos do glaciário rochoso: o ponto 5, localizado na frente do glaciário rochoso, e o ponto 19, situado a meio do glaciário rochoso. Foram utilizadas observações DGPS desde a época de 2012/2013 até à época de 2014/2015 e a informação referente aos deslocamentos foi fornecida através das observações DGPS (após serem projetadas na vista do satélite) e dos gráficos dos perfis temporais dado pelo PS-InSAR, para a mesma localização. Nos gráficos, apresentados nas Figuras 64 e 65, os triângulos representam os deslocamentos obtidos através das observações e os pontos representam o deslocamento estimado pela técnica dos PS-InSAR. Na construção destes gráficos, assumiu-se como zero o deslocamento obtido a partir das medições efetuadas em 2012/2013 e os deslocamentos conseguidos pelo PS-InSAR foram referenciados aos dados GPS.

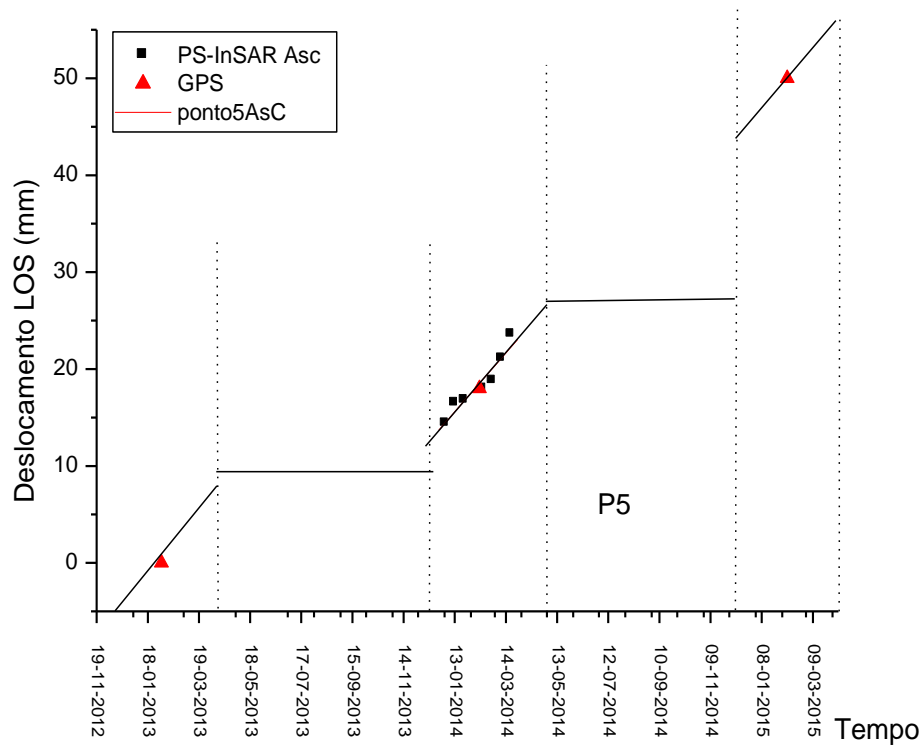


Figura 64 – Comparação entre observações DGPS no terreno projetadas na vista do satélite e resultados da técnica dos PS-InSAR para o traço ascendente, para o ponto 5 localizado na frente do glaciário rochoso.

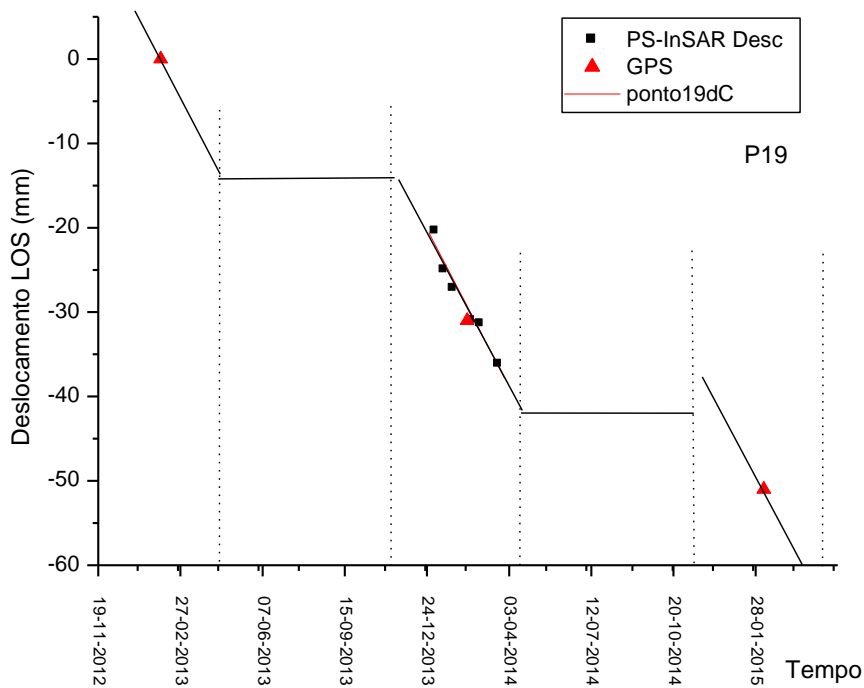


Figura 65 – Comparação entre observações DGPS no terreno projetadas na vista do satélite e resultados da técnica dos PS-InSAR para o traço descendente, para o ponto 18 localizado a meio do glaciário rochoso.

Para finalizar foi necessário recolher informação referente à temperatura do solo, de forma a compreender os períodos de descongelação e congelação do solo em cada uma das épocas, ou seja, na prática o período durante o qual é espectável que ocorram deslocamentos. Para tal foram analisados novamente os dados de temperatura em rocha da mesma perfuração considerada anteriormente. De referir que o facto de ser uma perfuração em rocha as temperaturas registadas são mais rápidas e de maior amplitude do que no glaciar rochoso, juntando ao facto de se localizar noutra área pode apresentar uma dinâmica diferente, e no processo de congelamento é necessário considerar mais fatores, como, por exemplo, a quantidade de água presente nos solos. Por estes motivos estas delimitações apenas se consideram aproximações grosseiras. Ao analisar a temperatura da rocha a 15 cm de profundidade percebe-se quando o solo começa a descongelar e, portanto, quando poderão começar a ocorrer os primeiros deslocamentos do terreno. Ao combinar a análise da temperatura do solo a 15 cm com temperaturas obtidas a maior profundidade consegue compreender-se quando é que a camada superficial recomeça a congelar e em que momento, em profundidade, volta a congelar. Nesta interpretação foi assumido que quando as temperaturas a profundidade estiverem abaixo de 0 °C, o solo congela e não poderão ocorrer mais movimentos.

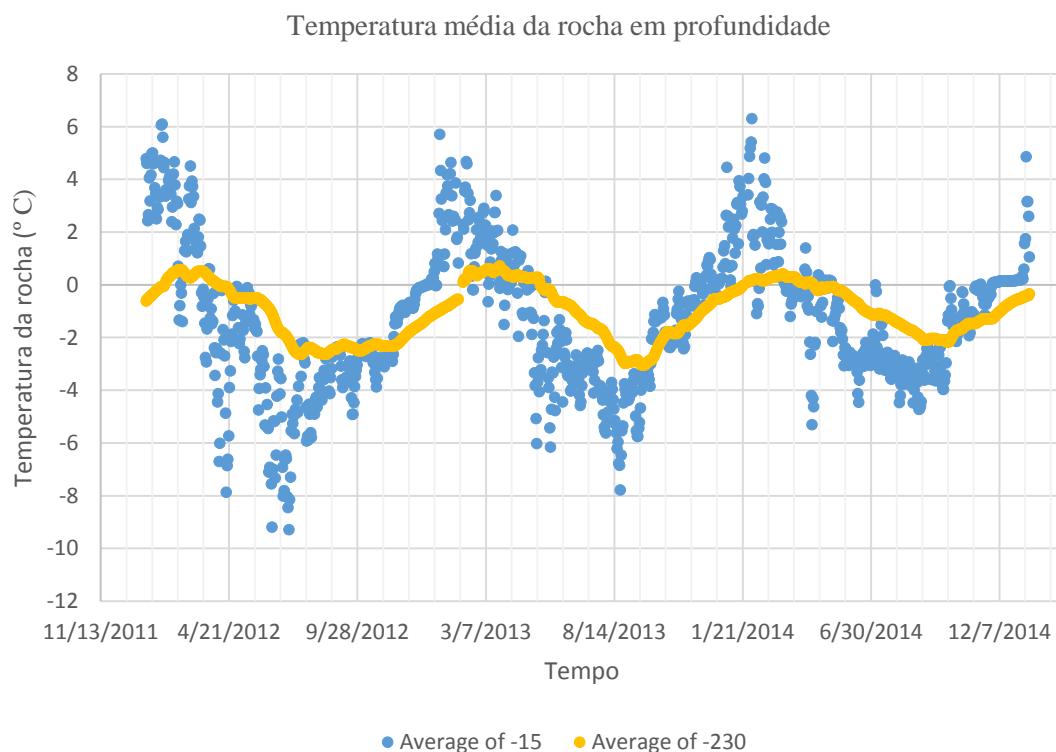


Figura 66 – Temperatura média da rocha em profundidade, a partir de uma perfuração junto às bases Búlgara e Espanhola, a cerca de 5 km do glaciar rochoso de Hurd.

O gráfico apresentado na Figura 66 fornece a informação relativamente à temperatura média diária da rocha, a 15 cm de profundidade e 230 cm de profundidade, desde o início de 2012 até ao início de 2015. Numa primeira análise verifica-se que os períodos de verão e inverno austral encontram-se bem demarcados. Com base nesta informação foi possível determinar os intervalos de períodos de congelação e descongelação do solo que foram considerados nos gráficos das Figuras 64 e 65.

Da análise dos resultados, Figuras 64 e 65, foi possível compreender, novamente, que existe uma concordância entre os resultados obtidos através da técnica dos PS-InSAR e as observações no terreno. Contudo é relevante notar que seria fundamental obter, pelo menos mais uma série de interferogramas nos anos seguintes de forma a permitir complementar esta informação. Para além disso outra conclusão relevante a tirar, da observação destes gráficos, consiste na perceção de que o movimento apresenta-se aproximadamente linear ao longo do período de estudo. Estes resultados foram apresentados no *International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (IGARSS 2015) e o artigo submetido encontra-se apresentado para consulta em Anexo.

Capítulo 6

Conclusões

6.1. Conclusões

Este estudo teve como principal objetivo a análise sensível do efeito do atraso troposférico nos deslocamentos calculados com a interferometria SAR condicionada a um número reduzido de interferogramas. Devido ao facto de o estudo se ter localizado na ilha de Livingston, Antártida marítima, revelou-se um verdadeiro desafio, do ponto de vista da disponibilidade de parâmetros meteorológicos. Deste modo, é preciso ter a consciência de que o estudo foi realizado em condições extremas, tanto pela reduzida disponibilidade e existência de equipamento junto à área de estudo, como pela presença quase constante de neve, mesmo durante o verão austral de 2014, e pelas condições atmosféricas particulares. Contudo este estudo veio provar, mais uma vez, a aplicabilidade da interferometria SAR na medição de deformação em particular em regiões remotas.

Apesar de não ter sido possível utilizar estimativas provenientes de uma rede de recetores GPS ou de recetores localizados na ilha, ao efetuar-se uma análise comparativa com dados de um recetor instalado na península de Hurd, estes indicaram que, mesmo localizada a cerca de 140 km, as estimativas fornecidas pela única estação GPS da IGS foram as mais concordantes. Por outro lado também foi possível

demonstrar que a calibração dos dados MODIS foi um passo fundamental neste estudo, pois melhorou significativamente a sua concordância. Por sua vez as estimativas provenientes do modelo de reanálise ERA-Interim parecem não conseguir traduzir por completo a variabilidade temporal do valor do PWV.

Da análise dos resultados finais, após a estimação das taxas de deformação, comprovou-se que a mitigação do atraso troposférico, como um passo prévio à estimação da deformação do terreno, produz alterações no produto final obtido. De entre as quatro abordagens testadas, PS-InSAR sem remoção extra do atraso troposférico, e estimação e remoção do atraso troposférico com dados provenientes do modelo de reanálise ERA-Interim, do sensor MODIS e da estação GPS, todas apresentaram ligeiras alterações entre elas. As conclusões mais significativas desta análise sensível foram:

- O número de *Persistent Scatterers* identificados sofreu alterações em cada uma das abordagens, sendo que foi na metodologia seguida com dados do sensor MODIS que foi detetado o menor número de PSs, nas duas passagens.
- Relativamente aos deslocamentos estimados detetaram-se variações significativas entre as diferentes abordagens.
- A abordagem ERA-Interim, de uma forma geral, apresenta deformações mais suavizadas em comparação com todas as outras metodologias testadas.
- A abordagem GPS foi a que produziu maiores alterações, tendo estimado deslocamentos superiores e muitas vezes de sinal contrário. Este comportamento pode ter resultado de erros no desenrolamento da fase pelo facto de ter sido considerado um valor constante de atraso troposférico para todo o interferograma.
- A abordagem MODIS apresentou, à semelhança da abordagem ERA-Interim, deformações suavizadas. No entanto quando analisados os perfis temporais do deslocamento (na passagem ascendente do satélite) foram detetadas mudanças sistemáticas no sinal da deformação provocado, provavelmente, por um *outlier* nos valores tomados de atraso troposférico, que nem com a calibração foi possível contornar.

Relativamente ao estudo da deformação do glaciário rochoso de Hurd, os resultados foram concordantes entre as várias abordagens testadas. Apenas a abordagem de

mitigação do atraso troposférico com dados do sensor MODIS apresentou algumas diferenças, tendo estimado um movimento mais suavizado em todo o glaciário rochoso. Na passagem ascendente do satélite foi detetado um movimento consistente de aproximação na linha de vista do radar e foram observadas duas áreas no glaciário rochoso com velocidades de deformação distintas: a noroeste, onde ocorrem os deslocamentos mais elevados, de cerca de 18 mm no máximo; e a sudeste onde ocorrem deslocamentos menores, com no máximo 11 mm em três meses. Na passagem descendente do radar foi identificado um menor número de *Persistent Scatterers*, dificultando a análise. Contudo foram estimados movimentos de aproximação na linha de vista do radar, reconhecendo um grupo na frente do glaciário rochoso com deslocamentos inferiores, no máximo de 7 mm em três meses, e outro grupo a meio e topo onde são identificados deslocamentos superiores, de aproximadamente 15 mm a no máximo 24 mm. Foi ainda detetados movimentos na direção da aproximação ao radar em ambas as passagens do satélite, o que pode indicar num movimento tipicamente de subsidência.

Na comparação das observações DGPS, projetadas na linha de vista do satélite, com os deslocamentos obtidos através da técnica dos PS-InSAR verificou-se que são concordantes os deslocamentos determinados pelas duas técnicas. A comparação dos resultados GPS com INSAR permitiu identificar os períodos temporais em que ocorre a deformação do glaciário rochoso. Verificou-se que há indícios de que a deformação tem início em dezembro e só deverá terminar em meados de maio. Esta observação é concordante com a análise dos registos de temperatura do solo. Concluindo deste modo, que o período durante o qual poderão ocorrer deslocamentos nesta área terá sido durante um período mais alargado do que aquele que foi possível captar com a série temporal de interferogramas.

6.2. Recomendações futuras

Tendo em conta as limitações encontradas relativas à disponibilidade temporal e espacial de estimativas de *Precipitable Water Vapour* qualquer avanço nos próximos anos poderá ser relevante. Se o recetor GPS, existente na base espanhola localizada na península de Hurd, estivesse a funcionar durante um período mais alargado, assim como

outros recetores (noutras bases nas Shetland do Sul ou na península Antártica), poderia ser realizada uma interpolação de forma a evitar assumir um valor constante de atraso troposférico para os interferogramas. Para além disso neste estudo não foi calculada a componente hidrostática do vapor de água, o que poderá ser testado futuramente caso existam dados atmosféricos como pressão e temperatura, disponíveis. Em breve serão lançados o Sentinel-4 e Sentinel-5 de monitorização da atmosfera, os quais poderão apresentar melhorias relativamente ao MODIS principalmente se integrados com parâmetros atmosféricos provenientes de estações GPS.

De forma a dar continuidade a este estudo, deverão ser adquiridas imagens SAR por um período mais alargado não só para aumentar a redundância, e consequentemente qualidade das medições, como também de forma a tentar captar a totalidade dos movimentos. Contudo esta decisão deverá ser ponderada devido à presença de neve durante grande parte do ano, pois poderá levar à perda total da coerência. Uma sugestão seria a utilização de *corner reflectores* no glaciário rochoso de Hurd.

Referências bibliográficas

Ackerman S. A., K. I. Strabala, W. P. Menzel, R. A. Frey, C. C. Moeller, L. E. Gumley [1998] “Discriminating clear sky from clouds with MODIS.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. D24, pp. 32143-32157.

Ackerman S., R. Frey, K. Strabala, Y. Liu, L. Gumbley, B. Baum, P. Menzel [2010] *Discriminating clear-sky from clouds with MODIS algorithm theoretical basis document (MOD35)*. Version 6.1, Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, Madison, disponível em: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod06.pdf.

Antarctic Place-names Commission, Ministry of Foreign Affairs, Republic of Bulgaria [2009], <http://apcbg.org/>, consultado a 14 de Maio de 2015.

Benevides P., [2009] *Aplicação da Interferometria Radar no estudo de deslizamentos de terra na região de Lisboa*. Tese de mestrado em Engenharia Geográfica (Detecção remota), Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Lisboa, Portugal.

Berrisford P., D. Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala, A. Simmons [2011] *The ERA-Interim archive, ERA report series*. No. 1, Version 2.0, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, United Kingdom, disponível em: <http://old.ecmwf.int/publications/library/do/references/show?id=90276>.

Bevis M., S. Businger, S. Chiswell [1994] “GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water.” *Journal of applied meteorology, American Meteorological Society*, Vol. 33, pp. 379-386.

Bevis M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, R. H. Ware [1992] “GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water vapour Using the Global Positioning System.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. D14, pp. 15787-

1580, doi: 10.1029/92JD01517.

Bock Y. and Williams S. [1997] “Integrated Satellite Interferometry in Southern California.” *EOS, Earth & Space Science News, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 78, No. 29, pp. 293-308, doi: 10.1029/97EO00192.

Bonforte A., Ferretti A., Pratti C., Puglisi G., Rocca F. [2001] “Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: first results.” *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 63, No. 12, pp. 1343-1357, doi: 10.1016/S1364-6826(00)00252-2.

Canãdas E. S. [2003] “Paisaje natural y pisos geoecológicos en las áreas libres de hielo de la Antártida marítima (Islas Shetland del Sur).” *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, No. 35, pp. 5-32.

Catalão J., G. Nico, R. Hanssen, C. Catita [2011] “Merging GPS and Atmospherically Corrected InSAR Data to Map 3-D Terrain Displacement Velocity.” *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, Vol. 49, No. 6, doi: 10.1109/TGRS.2010.2091963.

Catita C. [2007] *Interferometria Radar por satélite aplicada ao estudo da morfologia e da deformação da região Pico- Faial (Açores)*. Ph.D. thesis, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Lisboa, Portugal.

Cimini C., Pierdicca N., Pichelli E., Ferretti R., Mattioli V., Bonofoni S., Montopoli M., Perissin D. [2012] “On the accuracy of integrated water vapor observations and the potencial for mitigating electromagnetic path delay error in InSAR.” *Atmospheric Measurement Techniques*, Vol. 5, pp. 1015-1030, doi: 10.5194/amt-5-1015-2012.

Cheng X., Li X-W. Shao Y., Li Z. [2007] “DINSAR measurement of glacier motion in Antarctic grove mountain.” *Chinese Science Bulletin*, Vol. 52, No. 3, pp. 358-366.

Dee D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg,

J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaken, P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. J. Moncrette, B. K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavitolo, J. N- Thépaut, F. Vitart [2011] “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 137, No. 656, pp. 553-597, doi: 10.1002/qj.828.

Dee, D. [2012] “ECMWF Reanalysis: Status and Plans – Contributions from the ECMWF reanalysis team, and many colleagues at ECMWF and elsewhere”. *ECRP 4th International Conference on Reanalyses*, Silver Spring, Maryland, USA, 7-11 May.

Delacourt C., Briole P. and Achache [1998] “Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna.” *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 15, pp. 2849-2852, doi: 10.1029/98GL02112.

Ding X. L., Z.W. Li, J. J. Zhu, G. C. Feng, J. P. Long [2008] “Atmospheric Effects on InSAR Measurements and Their Mitigation.” *Sensors 2008*, Vol. 8, pp. 5426-5448, doi: 10.3390/s8095426.

Duro, J., D. Albiol, O. Mora, B. Payás [2013], “Application of advanced InSAR techniques for the measurement of vertical and horizontal ground motion in longwall minings”. *13th Coal Operators Conference*, University of Wollongong, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy & Managers Association of Australia, pp. 99-106.

Ferretti A., C. Prati, F. Rocca [2001] “Permanent Scatterers in SAR Interferometry.” *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, Vol. 39, No. 1, pp. 8-20, doi: 10.1109/36.898661.

Foster J., Brooks B., Cherubini T. Shacat C., Businger S., Werner C. L., [2006] “Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high resolution weather model.” *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, No. 16, doi: 10.1029/2006GL026781.

Gao B. C., Y. J. Kaufman [2003], “Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels.” *Journal of Geophysical*

Research, Vol. 108, No. D13, doi: 10.1029/2002JD003023.

Gao B., Y. J. Kaufman [1998] *The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm: Product ID: MOD05-Total Precipitable Water. Algorithm Technical Background Document*, MODIS, NASA, disponível em: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod03.pdf.

Goldstein R. [1995] “Atmospheric Limitations to Repeat-track Radar Interferometry.” *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 18, pp. 2517-2520, doi: 10.1029/95GL02475.

Hanssen, R. F. [2001] *Radar Interferometry: data interpretation and error analysis*. Kluwer Academic Publishers, ISBN: 0-7923-6945-9.

Hanssen R., Feijt A. [1997] “A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry.” *ERS SAR interferometry: Proceedings of the FRINGE 96 Workshop*, Edited by T. Guyenne and D. Danesy, European Space Agency, Zurich, Switzerland, 30 September-2 October 1996, ESA, Paris: ESA, pp. 277-282.

Hauck C., G. Vieira, S. Gruber, J. Blanco, M. Ramos [2007] “Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, Maritime Antarctic.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, No. F2, doi: 10.1029/2006JF000544.

Herring T. A., King R. W., McClusky S. C. [2010] *Introduction to GAMIT/GLOBK*. Release 10.4, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology.

Hooper A. [2009] *StaMPS/MTI Manual*. Version 3.1, Delft Institute of Earth Observation and Space Systems, Delft University of Technology, Delft.

Hooper A., P. Segall, H. Zebker [2007] “Persistent Scatterer InSAR for Crustal Deformation Analysis, with Application to Vólcan Alcedo, Galápagos.” *Journal of Geophysical Research*, , Vol. 112, No. B7, doi: 10.1029/2006JB004763.

Hooper, A. J. [2006] *Persistent Scatterer Radar Interferometry for Crustal Deformation Studies and Modeling of Volcanic Deformation*. PhD thesis, University of Stanford, USA.

Hooper, A., H. Zebker, P. Segall, B. Kampes [2004] “A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent Scatterers.” *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, No. L23611, doi: 10.1029/2004GL021737.

Hugentobler U., R. Neilan [2013] *International GNSS Service (IGS) – report of the International Association of Geodesy 2011 – 2013*. Vol. 38, International Association of Geodesy reports 2011 – 2013, edited for the IAG Scientific Assembly, Potsdam, Germany, pp. 319-330.

International GNSS Service [2015] <https://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html> e <http://igs.org/products>, acessado a 29 de Junho de 2015.

Kaab A. [2008] “Remote Sensing of Permafrost-related problems and hazards.” *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 19, pp. 107-136, doi: 10.1002/ppp.619.

Kampes B., [2006] *Radar Interferometry - Persistent Scatterer Technique*. Vol.12, Springer Netherlands, Dordrecht, ISBN: 978-1-4020-4723-7.

King, M. D., W. P. Menzel, Y. J. Kaufman, D. Tanré, B. C. Gao, S. Platnick, S.A. Akerman, L. A. Remer, R. Pincus, P. A. Hubanks [2002] “Cloud and Aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapour from MODIS.” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41, pp. 442-458, doi: 10.1109/TGRS.2002.808226.

Jolivet R., Agram P. S., Lin N. Y., Simons M., Doin M-P., Peltzer G., Li Z. [2014] “Improving InSAR geodesy using Global Atmospheric Models.” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 119, No. 3, pp. 2324-2341, doi: 10.1002/2013JB010588.

Li Z. W. Ding X. L., Liu G. X. [2004] “Modeling atmospheric effects on InSAR with meteorological and continuous GPS observations: algorithms and some test results.” *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 66, No. 11, pp. 907-917, doi: 10.1016/j.jastp.2004.02.006.

Li, Z. [2005], *Correction of Atmospheric Water Vapour Effects on Repeat-Pass SAR Interferometry Using GPS, MODIS and MERIS Data*. Ph.D. thesis, University College London, Department of Geomatics Engineering, London.

Li Z., Fielding E. J., Cross P., Muller J-P. [2006] “Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction: GPS topography-dependent turbulence model.” *Journal of Geophysical Research*, Vol.111, No. B2, doi: 10.1029/2005JB003711.

Liu L., Millar C. I. Westfall R. D., Zebker H. A. [2013], “Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case of study using InSAR.” *The Cryosphere*, Vol. 7, pp. 1109-1119, doi: 10.5194/tc-7-1109-2013.

Massonnet D., Feigl K., Rossi M. e Adragna F. [1994] “Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake.” *Nature*, Vol. 369, pp 227-230, doi: 10.1038/369227a0.

Mateus P. [2013] *Mitigação dos efeitos atmosféricos em Interferometria SAR*. Ph.D. thesis, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Lisboa, Portugal.

Mendes V. B. [1999] *Modeling the neutral-atmospheric propagation delay in radiometric space techniques*. Ph.D. thesis, University of New Brunswick, Department of geodesy and geomatics engineering, Fredericton, New Brunswick, Canada, technical report No. 199.

Mendes V. B. [2013] *Sistema de Posicionamento Global*. Aparentamentos da cadeira de Geodesia II do mestrado em Engenharia Geográfica, Texto não publicado, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa.

MODIS NASA [2015], <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/> ,acedido a 11 de Junho de 2015.

Nieuwendam A. T. [2009] *Aspectos do regime térmico do solo da península de Hurd (Ilha Livingston, Antárctida)*. Tese de mestrado em Geografia, Área de especialização em geografia física, recursos e riscos ambientais, Universidade de Lisboa, Faculdade de Letras, Departamento de Geografia, Lisboa, Portugal.

Rachold V., Brown J., Christiansen H. H., Hubberten H., Kuhry P., Lantuit H., Overduin P., Vieira G. [2011] “Part Two: IPY Science Program: 2.7 Permafrost”. *Understanding Earth’s Polar Challenges: International Polar Year 2007-2008. Summary by the IPY joint committee*, Krupnik I., Allison I., Bell R., Cutler P., Hik D., Lópes-Martínez J., Rachold V. Sarukhanian E., Summerhayes C., IPY Joint Committee, University of the Arctic, Rovaniemi, Finland, Library and Archives Canada Cataloguing in Publication, Edmonton, Alberta Canada, pp 255-272.

Rebelo C., [2007] *Aplicação do InSAR na geração de modelos digitais do terreno*. Tese de mestrado em Engenharia Geográfica e Geoinformática (Geodesia), Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Lisboa, Portugal.

Rosen P. A., Hensley S., Jouguin I. R., Li F. K., Madsen S. N., Rodríguez E., Goldstein R. M. [2000] “Synthetic Aperture Radar interferometry.” *Proceedings of the IEEE*, Vol. 88, No. 3, doi: 0018-9219(00)01613-3.

Saastamoinen J. [1973] “Contributions to the theory of atmospheric refraction.” *Bulletin Géodésique*, Vol. 105, No. 1. Pp. 279-298, doi: 10.1007/BF02522083.

Serrano E., J. López Martínez [2000] “Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica.” *Geomorphology*, Vol. 35, pp. 145-162, doi:10.1016/S0169-555X(00)00034-9.

Tarayre H. and Massonnet D. [1996] “Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry.” *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 9, pp.

989-992, doi: 10.1029/96GL00622.

Vieira G. [2014] *Manual de campo: DGPS glacial rochoso de Hurd, monitorização da deformação do glacial rochoso*. Texto não publicado. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.

Vieira G., Ramos M., Gruber S., Hauck C., Blanco J. [2007] “The permafrost environment of northwest Hurd Peninsula (Livingston Island, maritime Antarctic): preliminary results.”, USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract, U.S. Geological Survey and the National Academies, disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1047/ea/of2007-1047ea206.pdf>.

Walters R. J., Elliott J. R., Li Z. and Parsons B. [2013] “Rapid strain accumulation on the Ashkabad fault (Turkmenistan) from atmosphere-corrected InSAR.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 118, No. 7, pp. 1-17, doi: 10.1002/jgrb.50236.

Williams S., Bock Y., Fang P. [1998] “Integrated satellite interferometry: tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products.” *Journal of Geophysical Research*, Vol.103, No. B11, pp. 27051-27067, doi: 10.1029/98JB02794.

Zebker H. A., Rosen P. A., Goldstein R. M., Gabriel A., Werner C. L. [1994] “On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B10, pp. 19617-19634, doi: 10.1029/94JB01179.

Zebker H. A., Rosen P. A., Hensley S. [1997] “Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B4, pp. 7547-7563, doi: 10.1029/96JB03804.

Anexo

Artigo submetido para os *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing 2015*

MITIGATION OF ATMOSPHERIC PHASE DELAY IN INSAR TIME SERIES USING ERA-INTERIM MODEL, GPS AND MODIS DATA: APPLICATION TO PERMAFROST DEFORMATION IN HURD PENINSULA, LIVINGSTON ISLAND, ANTARCTICA

A. R. Reis (1), J. Catalão (1), G. Vieira (2), G. Nico (3)

(1) Instituto Dom Luiz (IDL), University of Lisbon, Portugal

(2) CEG/IGOT, University of Lisbon, Portugal

(3) Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Istituto per le Applicazioni del Calcolo, Italy

ABSTRACT

In this study we compare the results obtained using three different atmospheric datasets for the mitigation of atmospheric effects in TerraSAR-X imagery. The used datasets are: ERA-interim re-analysis model, MODIS sensor precipitation water vapour data and GPS derived precipitable water vapour (PWV). The PWV maps were converted to atmospheric path delay and projected into the SAR interferograms geometry. Subsequently the PWV contribution was removed from the interferograms. The Persistent Scatterers technique was applied to the atmospherically corrected interferograms and the obtained displacement rate compared with GPS surface displacement. It was observed that the mitigation of atmospheric effects influences the estimated displacement rate.

Index Terms— SAR Interferometry (InSAR), MODIS, ERA-Interim, GPS, Atmospheric phase delay

1. INTRODUCTION

Active rock glaciers are indicators of permafrost and their surface kinematics is related to local factors as debris thickness and structure, lithology, topographic relief, ground thermal regime, hydrology, regional climate conditions and can be related to changes in regional or local conditions.

In the last three decades remote sensing methods have been used to measure rock glacier surface deformation [1]. In particular, the synthetic aperture radar interferometry (InSAR) technique, with its unique characteristics to operate day and night and in all weather conditions, is suitable to measure surface deformation in remote regions as Antarctica. However this technique is influenced by several factors that greatly affect the quality of the measurement, such as, the low accuracy of available digital terrain models, reduced temporal window to acquire the scenes (only in the summer months to avoid the decorrelation due to snow accumulation) and the atmospheric path delay. The atmospheric path delay consists of a hydrostatic component stable in time, and a wet component, mainly related to water

vapour in the atmosphere, with a large spatial and temporal variability. These variations are difficult to quantify and to model, becoming one of the main factors affecting InSAR applications [2]. Consequently, there is a need to effectively estimate the atmospheric path delay and remove it from interferograms. Existing techniques, such as the persistent scatterers, commonly used to mitigate atmospheric path delay effects in SAR time-series, are not applicable to reduced datasets as those acquired in Antarctica (circa 8 scenes per year).

In this study we compare the results obtained by mitigating atmospheric effects in TerraSAR-X interferograms using three different estimates of phase delay. We use the total column water vapour analysis data ERA-interim, of the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), the estimated integrated water vapour data from MODIS measurements and the estimated total zenith path delay of the GPS data. The used data and methods will be presented in section 2. The results of the comparison between the different approaches for the mitigation of atmospheric path delay and their validation with DGPS observations are described in section 3.

2. DATA AND METHODS

We have focused our analysis on Hurd rock glacier in Livingston Island, Antarctica [3], located in the south of Hurd Peninsula (fig. 1). The rock glacier body is 630 m long and 290 m wide and the surface shows frequent pressure ridges and furrows, especially in the lower sector. The rock glacier front is 15-20 m high and shows a slope of 45 degrees [3].

2.1. GPS Survey

The surface displacements of this rock glacier have been annually monitored since 2011, using GPS instruments. The measurements have been conducted in late January to early February depending on logistical possibilities. The GPS base station is installed at a reference point in bedrock within the catchment. Measurements have been made in Real Time Kinematics mode by staying for 30s at each point

with the rover antenna. The last survey was in Feb 2015 allowing to derive the displacement rate for the last 5 years.

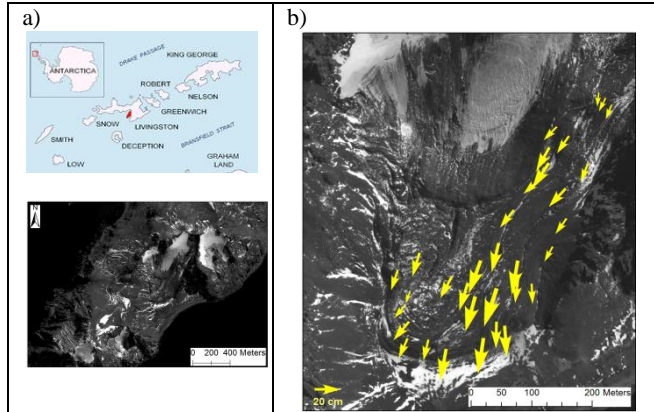


Fig. 1. a) Location of Hurd rock glacier in the Hurd Peninsula, Livingston Island, Antarctica and b) surface displacement measured with D-GPS (horizontal component, cm/yr)

2.2 Atmospheric mitigation

The zenith tropospheric delay (ZTD) can be separated into the wet (ZWD) and the hydrostatic (ZHD) components. The hydrostatic component represents about 90% of the total tropospheric delay, remains stable throughout time and can be accurately estimated using surface temperature and pressure measurements. Contrary, the wet component is highly variable and hard to model. As we are dealing with interferograms, computed as the complex conjugate of two images acquired in two different dates, we are assuming that the ZHD is the same or almost the same in both dates. This means that the ZTD difference between the two dates can be substituted by the ZWD difference. The wet delay is proportional to the atmospheric water vapour content, the Precipitable Water Vapour (PWV). The relation between PWV and ZWD was given by Bevis et al. [4]:

$$PWV = \Pi \cdot ZWD \quad (1)$$

The proportional factor Π is a function of moist air constants and a variable term defined by the integrated weighted mean temperature. We use this relation, with a $\Pi=0.16$, to convert the ERA-interim PWV and MODIS PWV into the ZWD.

2.2.1 ERA-Interim model

The ERA-Interim model is a reanalysis atmospheric global model produced by European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). This model offers the Total Column Water Vapor (TCWV) forecast and analysis data every 6 hours. We used Total Column Water Vapor (TCWV) analysis data for the 00:00 and 06:00 UTC with a resolution of 0.125 degrees. The TCWV image closer in time with the SAR acquisition hour was chosen. TCWV was

converted to precipitable water vapor and further converted to the zenith wet delay [2].

2.2.2. Atmospheric GPS data

We planned to use the GPS permanent station installed at the Spanish station Juan Carlos I circa 2 km from the study site. But unfortunately the station had data logging gaps and we were forced to use a farther distant GPS station, located at 140 km, the OHI3 station in Antarctic Peninsula. We downloaded the processed Zenith Tropospheric Path Delay (ZTD) data from the International GNSS Service (IGS).

2.2.3 MODIS data

The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is an instrument on board the Terra (EOS AM-1) and Aqua (EOS PM-1) satellites. Terra (descending mode) and Aqua (ascending mode) MODIS are viewing the entire Earth's surface every 1 to 2 days. We used the MODIS Precipitable Water Vapor, Level 2 Products (MOD2L5), from TERRA MODIS and AQUA MODIS instruments with a resolution of 1 x 1 km using the Near-IR channel. This product includes information about geolocation data and time, cloud mask and quality assurance. The MODIS images were selected by analyzing the values indicated in the Cloud mask and quality assurance. The PWV MODIS measurements however are sensitive to the presence of clouds, which limits significantly its use in cloudy regions because only PWV values collected under clear sky conditions have quality to be used. The selection of images was based on the following criterion: a) image acquisition time closer to the time of acquisition of SAR image; b) image with quality (given by the quality assurance) and c) image without clouds (given by Cloud Mask). Systematic biases in PWV MODIS measurements may exist and need to be calibrated with more accurate PWV measurements (e.g. GPS PWV) [5]. In this case, the data from OHI3 IGS station (section 2.3) was used. The MODIS PWV image was then resampled to the INSAR geometry and converted to ZTD using the relation (1).

2.5. InSAR data

A set of 15 images from TerraSAR-X satellite in ascending and descending mode were used in this study. The images were acquired for the Antarctic summer between January and March 2014. The resulting time series of perpendicular and temporal baselines are shown on Table 1. The images were interferometrically processed in order to have a master date minimizing the temporal baseline, resulting in 6 and 7 interferograms for the descending and ascending pass respectively. The DORIS software (Delft University of Technology) was used for interferometric processing and to correct the topographic effects of Earth's curvature a digital terrain model was used. Since, a high degree of temporal

decorrelation was verified, we decided to use the persistent scatterers technique to estimate the displacement rate and the height error using the STAMPS software [6].

Table 1. Perpendicular and temporal baselines

Ascending orbit		Descending orbit	
Date of acquisition	Baseline (m)	Date of acquisition	Baseline (m)
2-jan-2014	-189	3-jan-2014	-169
13-jan-2014	-196	14-jan-2014	-144
24-jan-2014	-70	25-jan-2014	40
04-feb-2014	0	5-feb-2014	0
15-feb-2014	-69	16-feb-2014	-109
26-feb-2014	-75	27-feb-2014	-66
9-mar-2014	-194	21-mar-2014	56
20-mar-2014	-48		

The previously estimated precipitable water vapour from ERA-Interim and MODIS were converted into zenith wet delay using relation (1). The zenith wet delay is then projected into the satellite line of sight using the incidence angle (23 degree) and resampled to the interferogram spatial resolution (3 m). The resulting atmospheric phase screen is removed from the interferograms and the persistent scatterers technique applied to the 6 stacks of interferograms (ascending/descending plus ERA, MODIS, GPS).

3. RESULTS AND CONCLUSIONS

In this section we summarize some results obtained by applying the proposed methodology to generate surface deformation maps. Figure 2 (a-d) show the PS estimated displacement rate using the ascending SAR images. In Hurd rock glacier, the number of PS's is almost identical with a similar spatial distribution covering most of the rock glacier front. Concerning the displacement rate for each solution, it was found that there is an overall good agreement in the spatial distribution pattern and on the velocity amplitude. It seems that the atmospheric mitigation does not affect the estimated PS velocity. However, in other areas of the island, considerable differences in the displacement rate are observed between the original solution and the atmospheric free solutions, figure 2e) and f), respectively. In this area, the effect of the atmospheric delay mitigation is clear, contributing to a more homogeneous solution and to a different displacement rate value.

For some selected PS close to the GPS marks, the displacement time series along a three month period was plotted. In figures 2g) and h) the descending pass original and MODIS solution, are shown and in figures 2j) and m) the corresponding solutions for the ascending pass. We observe that the atmospheric mitigation has a strong impact on the time series revealing second order effects on the displacement not seen in the original solution. These effects may improve our knowledge about the thawing process and can be correlated with temperature or snow cover variations

during the summer. The change in the sign of the trend is related with displacement mechanisms that can be dominated by vertical subsidence (increase in the LOS) or by horizontal displacement (in this case decrease in LOS for the ascending pass). A good example is shown in Figure 2m).

The estimated LOS velocities were also compared with the GPS survey. For that the GPS 3D velocities were projected onto the line of sight for the ascending and descending pass. In figure 2i) and n) the GPS LOS and the PS's displacements vs time are shown. The absolute reference for PS is given by the 2013 GPS survey. The trend was estimated using only the PS' displacement. GPS trend and InSAR trend are different due to different sampling resolution in time.

The main conclusions are: a) The mitigation of atmospheric effects influences the estimated displacement rate; b) the mitigation of atmospheric artifacts reduces the spatial dispersion of velocity estimates, c) on Hurd rock glacier the effect of atmospheric mitigation is reduced. While there is a significant change in the time series profiles, this effect is particularly evident in the approach with MODIS data, d) major influence of the atmospheric mitigation is seen on the displacement time series.

4. ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of project PERMANTAR-3 (PTDC/AAG-GLO/3908/2012) –Permafrost and Climate Change in the Antarctic Peninsula, funded by the FCT. TerraSAR-X imagery has been obtained through the project DLR LAN1276. Logistics was provided by the Portuguese Polar Program, the Bulgarian Antarctic Institute and the Spanish Antarctic Program. Personnel from the stations St Kliment Ohridski and Juan Carlos I are thanked for the field support.

5. REFERENCES

- [1] A. Kaab, "Remote Sensing of Permafrost-related Problems and hazards". Permafrost and Periglacial Processes, 19, 107-136, doi:10.1002/ppp.619, March 2008.
- [2] G. Nico, R. Tomé, J. Catalão, P.M.A. Miranda, "On the use of the WRF model to mitigate tropospheric phase delay effects in SAR interferograms". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 49, Issue 12, 4970 – 4976, doi:10.1109/TGRS.2011.2157511, December 2011.
- [3] C. Hauck, G. Vieira, S. Gruber, J. Blanco, M. Ramos, "Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, Maritime Antarctic". Journal of Geophysical Research, VOL. 112, F02S19, doi: 10.1029/2006JF000544, June 2007.
- [4] M. Bevis, S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, R. H. Ware, "GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water vapour Using the Global Positioning System". Journal of Geophysical Research, VOL 97, NO. D14, PAGES 15, 787-15, 801, October 1992.
- [5] P. Mateus, G. Nico, J. Catalão, "Can spaceborn SAR interferometry be used to study the temporal evolution of PWV?" Atmospheric Research, 119, 70-80, doi:10.1016/j.atmosres.2011.10.002, October 2011.
- [6] A. Hooper, P. Segall, and H. Zebker, "Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal displacement analysis, with application to Volcano Alcedo, Galapagos," J. Geophys. Res.-Solid Earth, vol. 112, no. B7, p. B07407, 2007.

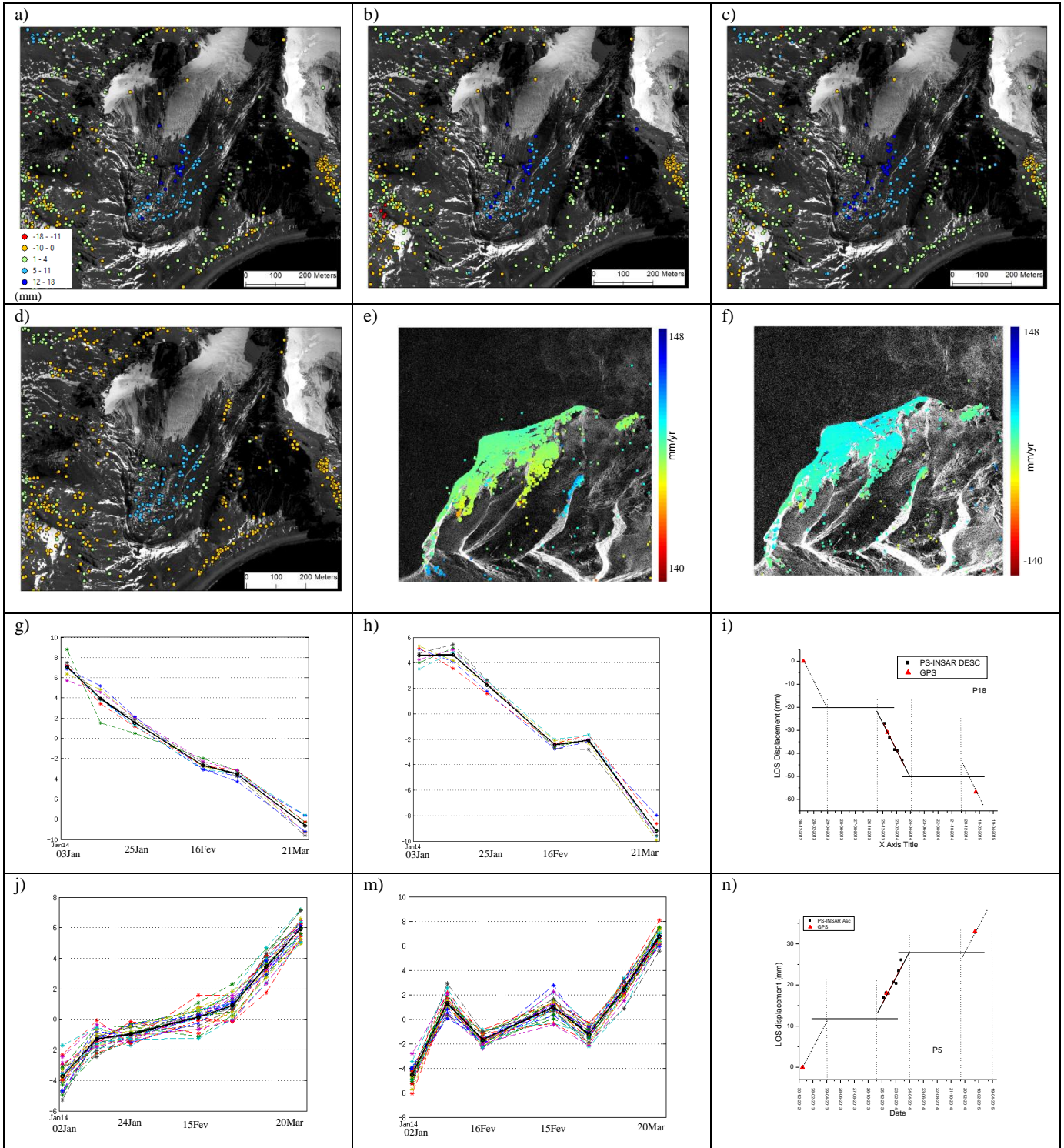


Figure 2. a) PS velocity, no atmospheric effects mitigation, b) PS velocity, ERA-Interim data; c) PS velocity, GPS atmospheric data; d) PS velocity, MODIS data; e) Mac Kay rock glacier PS velocity; no atmospheric mitigation; f) Mac Kay rock glacier PS velocity atmospheric mitigation with MODIS data; g) PS displacement time series, descending pass; h) PS displacement time series, atmospheric mitigation with MODIS data; i) comparison with GPS survey, descending pass; j) PS displacement time series, ascending pass; m) PS displacement time series, atmospheric mitigation with MODIS data; n) comparison with GPS survey, ascending pass.